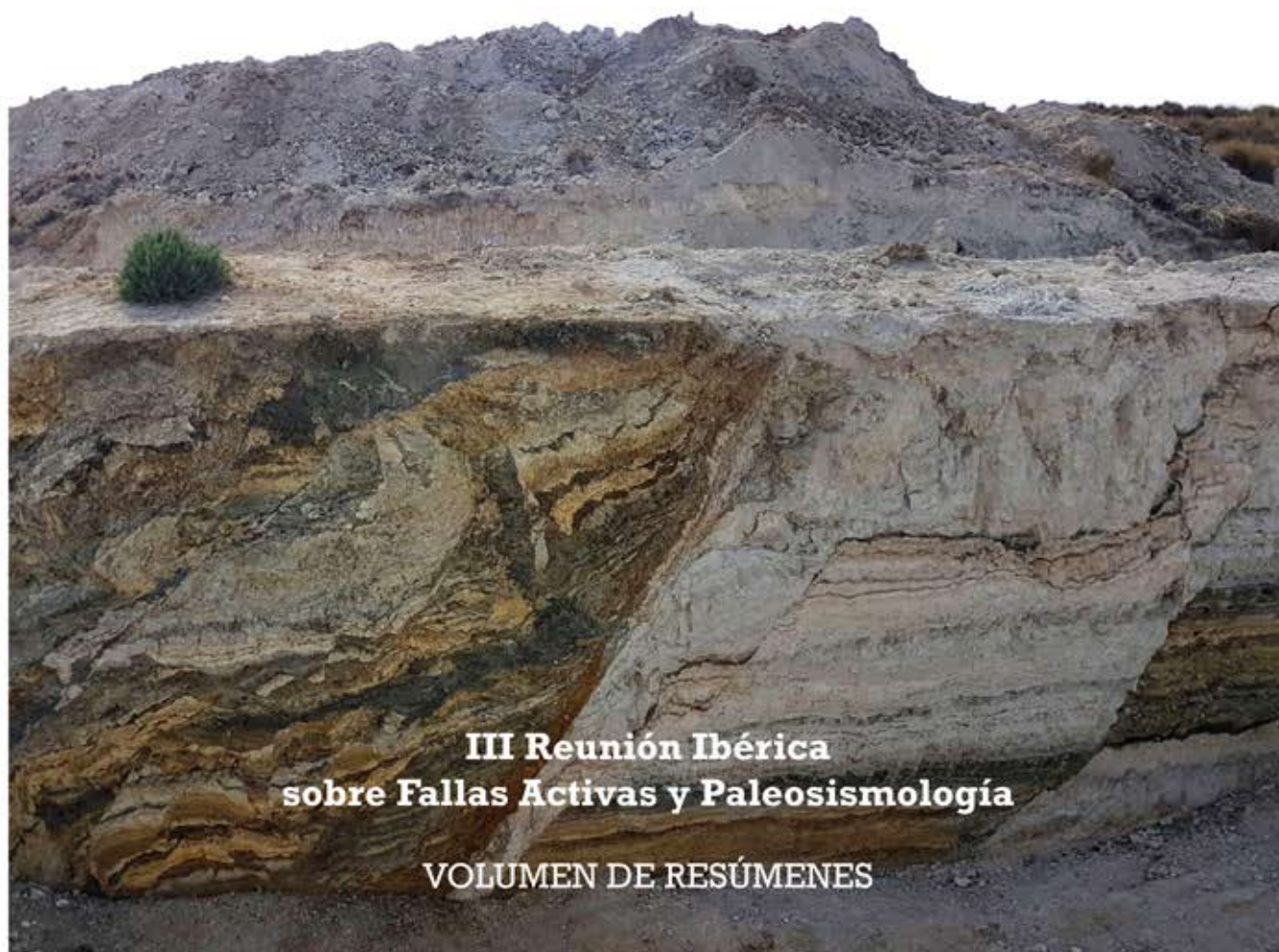


IBERFAULT2018

AVANCES EN EL ESTUDIO DE FALLAS ACTIVAS,
TERREMOTOS Y PELIGROSIDAD SÍSMICA DE IBERIA



III Reunión Ibérica
sobre Fallas Activas y Paleosismología

VOLUMEN DE RESÚMENES

Alicante · 11 al 13 de junio de 2018

AVANCES EN EL ESTUDIO DE FALLAS ACTIVAS, TERREMOTOS Y PELIGROSIDAD SÍSMICA DE IBERIA



Alicante · 11 al 13 de junio de 2018

III Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología VOLUMEN DE RESÚMENES

Comité editorial

Carolina Canora Catalán (coordinadora)

Fidel Martín González - Eulàlia Masana

Raúl Pérez-López - María Ortuño

organizadores



patrocinadores



Los trabajos contenidos en el presente volumen deberán citarse de la siguiente manera:

Rodríguez-Pascua, M.A., Sánchez, N., Perucha, M.A., Galindo, I., Pérez López, R., Romero, C. (2018). Caracterización espacial de la deformación frágil de en la isla de La Palma (Islas Canarias, España). (C. Canora, F. Martín, E. Masana, R. Pérez y M. Ortuño, Eds.), pp. 95-98. Tercera reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Alicante (España).

Fotografía de portada: zona de falla de la Falla de Baza. Autor: Iván Martín Rojas.

ISBN: 978-84-09-02473-5

© Los autores

Coordinadora de la edición: Carolina Canora Catalán

Editores: Carolina Canora, Fidel Martín González, Eulalia Masana, Raúl Pérez López y María Ortuño

Diseño: Enrique López Aparicio

Coordinadores

Iván Martín Rojas (Universidad de Alicante)
Pedro Alfaro García (Universidad de Alicante)
Francisco Juan García Tortosa (Universidad de Jaén)

Comité Editorial

Carolina Canora Catalán (coordinadora, Universidad Autónoma de Madrid)
Fidel Martín González (Universidad Rey Juan Carlos)
Eulalia Masana (Universidad de Barcelona)
Raúl Pérez-López (IGME)
María Ortuño (Universidad de Barcelona)

Comité Organizador

José A. Álvarez-Gómez (UCM-ESP)
José M. Azañón (UGR-ESP)
Joan Bach (UB-ESP)
Joao Cabral (ULISB-POR)
Hugo Corbí (UA-ESP)
Jesús Galindo Zaldivar
Julián García-Mayordomo (IGME-ESP)
Antonio J. Gil (UJA-ESP)
Jose Giner (UA-ESP)
Francisco Gutiérrez (UNIZAR-ESP) (UGR-ESP)
Juan M. Insua-Arévalo (UCM-ESP)
Rosario Jimenez (UJA-ESP)
Alejandro Jiménez Bonilla
José J. Martínez-Díaz (UCM-ESP)
Fidel Martín-González (URJC-ESP)
Eulàlia Masana (UB-ESP)
Iván Medina-Cascales (UA-ESP)
María Ortuño (UB-ESP)
José A. Pelaez (UJA-ESP)
Héctor Perea (UCSD-EE.UU.)
Miguel A. Rodríguez-Pascua (IGME-ESP)
Patricia Ruano (UGR-ESP)
Pablo Silva (USAL-ESP)
José Luis Simón (UZAR-ESP)

Comité Científico

I. Abad	P. Cunha	J.M. Ínsua	R. Pallas
P. Alfaro	G. de Vicente	J. Jimenez	A. Pedrera
F. Alonso	M. Díaz	M.J. Jurado Castillo	J.A. Peláez
J. Alonso	J. Elez	G. Khazaradze	H. Perea
J.A. Álvarez-Gómez	I. Exposito	P. Lacan	R. Pérez-López
J.L. Arlegui	L. Ezquerro	J. Lario	J.V. Pérez-Peña
J.M. Azañón	C. Fernández	C. Liesa	K. Reicherter
J. Bach	M. Ferrater	A. Maestro	E. Rodríguez
J.C. Balanya	P. Figueiredo	C. Marín-Lechado	M.A. Rodríguez-Pascua
T. Bardají	J. Fonseca	R. Martín-Banda Arévalo	M. Rodríguez-Peces
R. Bartolomé	J. Galindo	J.M. Martínez	P. Ruano
M. Bejar	J. García-Mayordomo	J.J. Martínez-Díaz	S. Ruiz
B. Benito	F.J. García-Tortosa	S. Martínez	A. Ruíz-Constán
G. Besana-Ostman	J. Gaspar-Escribano	F. Martín-González	M. Sánchez-Gómez
A. Bonilla	A. Gil	I. Martín-Rojas	C. Sanz
G. Booth-Rea	J.L. Giner-Robles	E. Masana	P. Silva
E. Buforn	A. Gonzalez	L. Matias	J.L. Simón
J. Cabral	L. González	I. Medina-Cascales	A. Staller
C. Canora	M. Gonzalez-Diaz	S. Molina	A. Ugalde
J.V. Cantabella	E. Gracia	A. Muñoz	J.T. Vázquez
N. Cardozo	J.L. Granja	E. Nemzer Solares	V. Vilarraza Escudero
M.A. Casas	F. Gutierrez	J. Ortega Díaz	S. Villanova
H. Corbí	P. Herrero-Barbero	M. Ortuño	

ÍNDICE

SESIÓN 1: FALLAS ACTIVAS CUATERNARIAS EN LA ZONA CONTINENTAL DE IBERIA

- 11 TASAS DE ACORTAMIENTO LOCALES EN EL AFLORAMIENTO DE LOS BAÑOS DE CARRACLACA. SEGMENTO LORCA - TOTANA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA
J. Alonso-Henar, P. Herrero Barbero, J.J. Martínez-Díaz, J.A. Álvarez-Gómez, C. Canora Catalán, J.M. Insua Arévalo
- 15 EVIDENCES OF QUATERNARY ACTIVE FAULTS IN THE PLA DE SANT JORDI AND ALDEA-CAMARLES ALLUVIAL FANS
A. Baguer, M. Ortuño y E. Masana
- 19 FAULTED MIDDLE PLEISTOCENE FLUVIAL TERRACE DEPOSITS AT LEIRIA, CENTRAL PORTUGAL
A. Brum da Silveira, J. Cabral, J. P. Cunha-Ribeiro, A. Pinto, Pedro P. Cunha
- 23 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA FALLA DE CREVILLENTE ENTRE LA SIERRA DE RICOTE Y LA CUENCA DE GUADIX- BAZA, CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL
C. Canora, J. Alonso-Henar, J.J. Martínez Díaz, G. Khazaradze, C. Sanz de Galdeano
- 27 LA ZONA DE FALLA DEL VALLE BAJO DEL TAJO: FUENTE DE GRANDES TERREMOTOS HISTÓRICOS DE PORTUGAL
C. Canora, S. Vilanova, J. Fonseca y G. Besana-Ostman
- 31 EL CABALGAMIENTO DE CAMEROS-DEMANDA: ¿UNA FALLA ACTIVA?
A.M. Casas y J.L. Simón
- 35 EL SISMO DE ACAMBAY, MÉXICO, DEL 19/11/1912 ($M \approx 7.0$): ANÁLISIS DE DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN EL PLANO DE FALLA Y TRANSFERENCIA DE ESFUERZOS COSÍMICOS CON BASE EN SISMOGRAMAS HISTÓRICOS DE PAPEL AHUMADO
D. Corona-Fernández y M. A. Santoyo
- 39 PLEISTOCENE ACTIVITY, MORPHOTECTONICS AND SEISMOTECTONICS OF THE SAO TEOTÓNIO-ALJEZUR-SINCEIRA FAULT SYSTEM, SOUTHWEST PORTUGAL
P.M. M. Figueiredo, T.K. Rockwell, and J. Cabral
- 43 MORPHOTECTONIC ANALYSIS OF THE SOUTHERN PORTUGUESE ATLANTIC COASTAL ZONE – IMPLICATIONS FOR ACTIVE TECTONICS
P.M. Figueiredo, T.K. Rockwell, J. Cabral and C. Ponte Lira
- 47 DESPLAZAMIENTOS ACTUALES EN LA FALLA DE PADUL A PARTIR DE REDES GPS Y SU RELACIÓN CON LA ANTIFORMA DE SIERRA NEVADA (CORDILLERA BÉTICA)
J. Galindo-Zaldivar, A. J. Gil, C. Sanz de Galdeano, M. J. Borque, A. Sánchez- Alzola, M. Martínez-Martos, P. Alfaro
- 51 ¿ESTÁ LA DIVISORIA DE SIERRA NEVADA ASOCIADA A UNA FALLA ACTIVA?
J.P. Galve, M. Ortuño, J.V. Pérez-Peña, P. Ruano, M. Viaplana y José Miguel Azañón
- 55 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO ALHAMA DE MURCIA – ALCANTARILLA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA: ESTIMACIÓN DE ACORTAMIENTO Y TASAS DE DESLIZAMIENTO MEDIANTE CORTES COMPENSADOS
P. Herrero-Barbero, J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz
- 59 DEFORMACIÓN COMPRESIVA CUATERNARIA EN LA CONEXIÓN ENTRE LAS FALLAS DE CARRASCOY Y PALOMARES (CORDILLERAS BÉTICAS ORIENTALES)
J.M. Insua-Arévalo, J. García-Mayordomo, R. Martín-Banda, J.J. Martínez-Díaz, E. Masana
- 63 CARBONERAS FAULT (SE IBERIA): FIRST PALEOSEISMIC 3D TRENCHING RESULTS AT THE SOUTHEASTERN TRACE AND PROSPECTS
R. López, E. Masana, G. Khazaradze, O. Gomez-Novell, R. Pallàs, M. Ortuño, S. Baize, T. Rockwell
- 67 DEFORMATION PATTERN OF THE EASTERN GUADALQUIVIR FORELAND BASIN (SOUTHERN SPAIN)
C. Marín-Lechado, A. Pedrera, A. Ruiz-Constan, J.A. Peláez, A. González-Ramón
- 71 TASA DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL CUATERNARIA DEL SEGMENTO NE DE LA FALLA DE CARRASCOY. MODELIZACIÓN GEOMÉTRICA DE UN PLIEGUE DE PROPAGACIÓN
R. Martín-Banda, J.M. Insua y J. García-Mayordomo
- 75 REVISION PRELIMINAR DE LOS SISTEMAS DE FALLAS ACTIVAS EN EL CUATERNARIO EN GALICIA
F. Martín-González, P. Ruano, J. M. Insua-Arévalo, L. González-Menéndez, A. Rodriguez, N. Heredia
- 79 NEW EVIDENCES OF HISTORICAL SURFACE RUPTURE ON THE ALHAMA DE MURCIA FAULT. IMPLICATIONS FOR SEISMIC HAZARD
J.J. Martínez-Díaz; J. Alonso-Henar; C. Canora; J. García-Mayordomo; J. M. Insua-Arévalo; E. Rodríguez-Escudero; J. A. Álvarez-Gómez; R. Pérez-López; M. Ferrater; M. Ortuño; E. Masana
- 83 PRIMEROS DATOS PALEOSISMICOS EN LA FALLA DE CARBONERAS: REINTERPRETACIÓN
E. Masana, R. Pallàs, M. Ortuño, R. López, O. Gómez-Novell, J. Bordonau, G. Khazaradze, A. Baguer, X. Moreno, E. Gràcia
- 87 PALAEOSEISMOLOGICAL RECORD OF THE ACTIVE BAZA FAULT (CENTRAL BETIC CORDILLERA, SPAIN).
I. Medina-Cascales, J. Castro, I. Martín-Rojas, F.J. García-Tortosa, P. Alfaro y J.M. Insua-Arévalo

- 91 FIRST MORPHOLOGICAL EVIDENCE OF A MAJOR FAULT SYSTEM: THE MALADETA- BEDOUS SYSTEM (NW PYRENEES)
M. Ortuño, M. Viaplana-Muzas, P. Lacan, E. Masana
- 95 NEOTECTONIC ACTIVITY OF THE DEIXA-O-RESTO FAULT (COASTAL ALENTEJO, PORTUGAL)
R. Ressurreição, R.P.Dias & J. Cabral
- 99 CARACTERIZACIÓN ESPACIAL DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL DE EN LA ISLA DE LA PALMA (ISLAS CANARIAS, ESPAÑA) M.A., Rodríguez-Pascua, N. Sánchez, M.A. Perucha, I. Galindo, R. Pérez López, C. Romero
- 103 EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA EN LA CUENCA DE LIMÓN NORTE (COSTA RICA)
P. Ruano, J. P. Galve, J. V. Pérez-Peña, G. Alvarado y J. M. Azañón
- 107 EVIDENCIAS DE TECTÓNICA RECIENTE (PLEISTOCENO SUPERIOR) EN EL LÍMITE DE LA CORDILLERA BÉTICA CON LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (PROVINCIA DE JAÉN)
M. Sánchez-Gómez y F. Pérez-Valera
- 111 PALEOSISMICIDAD DE LA FALLA DE TERUEL Y SU RELACIÓN CON LA FALLA DE CONCUD (CORDILLERA IBÉRICA)
J.L. Simón, L.E. Arlegui, C.L. Liesa, L. Ezquerro, P. Lafuente, M.A. Luzón y A. Peiro
- 115 PALEOSISMICIDAD DE LA FALLA DE VALDECEBRO (CUENCA DE TERUEL, CORDILLERA IBÉRICA)
J.L. Simón, C.L. Liesa, L. Arlegui, L. Ezquerro, A. Luzón y A. Medialdea

SESIÓN 2: FALLAS ACTIVAS CUATERNARIAS EN ÁREAS MARINAS

- 121 INDENTACIÓN TECTÓNICA EN LA ZONA CENTRAL DEL MAR DE ALBORÁN
F. Estrada, J. Galindo-Zaldívar, J.M. González-Vida, J. T. Vázquez, G. Ercilla, E. d'Acremont, B. Alonso
- 125 NEW INSIGHTS OF THE IBERIAN-AFRICAN PLATE BOUNDARY ALONG THE ALBORAN BASIN (WESTERN MEDITERRANEAN) BASED ON DEEP SEISMIC IMAGES
L. Gómez de la Peña, C. R. Ranero, E. Gràcia, H. Perea, G. Booth-Rea, J.M. Azañón, I. Grevemeyer and H. Kopp
- 129 MARINE-FAULT AND MAGNITUDE-SCALING LAW DATABASE AS INPUT FOR REAL-TIME TSUNAMI PROPAGATION COMPUTATION
B. Gaite, J.V. Cantavella, C. González, B. Rodríguez, A. Robledano, E. Carreño
- 133 DEFORMACIONES RECIENTES Y ACTIVAS EN LA ZONA AFECTADA POR LA CRISIS SISMICA DE 2016-2017 DEL MAR DE ALBORAN
J. Galindo-Zaldívar, G. Ercilla, F. Estrada, M. Catalán, E. d'Acremont, O. Azzouz, D. Casas, M. Chourak, J. T. Vazquez, A. Chalouan, C. Sanz de Galdeano, M. Benmakhlouf, C. Gorini, B. Alonso, D. Palomino, J. A. Rengel, A. J. Gil
- 137 GEOMORFOLOGÍA Y DEFORMACIONES CUATERNARIAS EN ZONAS DE FALLA DE LA PLATAFORMA MARGINAL DE MOTRIL-DJIBOUTI.
J.T. Vázquez, F. Estrada, E. Ercilla, E. D'Acremont, L.M. Fernández Salas, J. Galindo-Zaldívar, D. Palomino, B. Alonso, C. Juan, Ch. Gorini y R. Vegas

SESIÓN 3: ARQUEOSISMOLOGÍA Y FALLAS ACTIVAS

- 143 ARQUEOSISMOLOGÍA APLICADA: IDENTIFICACIÓN DE EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1755) EN LAS ÁREAS CIRCUNDANTES A LA PLANTA PILOTO DE INYECCIÓN DE CO₂ EN HONTOMÍN (BURGOS, ESPAÑA)
M.A., Rodríguez-Pascua, J.F., Mediato, R., Pérez-López, R., Martínez Orio
- 147 EFECTOS AMBIENTALES DEL TERREMOTO DE ARENAS DEL REY DE 1884 (ESPAÑA). APLICACIÓN DE LA ESCALA ESI07 M.A. Rodríguez-Pascua, P.G. Silva, M.A. Perucha, J.L. Giner Robles, J. Elez, E. Roquero

SESIÓN 4: TÉCNICAS AVANZADAS EN EL ESTUDIO DE LOS PARÁMETROS DE ACTIVIDAD DE LAS FALLAS ACTIVAS

- 153 RESULTADOS PRELIMINARES DE LA APLICACIÓN DEL MODELO DE TRANSPRESIÓN TRICLÍNICA CON EXTRUSIÓN OBLICUA A UNA FALLA ACTIVA (FALLA DE ALHAMA DE MURCIA)
J. Alonso-Henar, C. Fernandez J.J. Martínez-Díaz
- 157 POTENCIAL DE ENCADENAMIENTO DE ROTURAS SÍSMICAS EN LA ZONA DE CIZALLA DE LA BÉTICAS ORIENTALES POR TRANSFERENCIA DE ESFUERZOS DE COULOMB
J.A. Álvarez Gómez, J.M. Insua Arévalo, P. Herrero Barbero, J.J. Martínez Díaz, C. Canora, J. Alonso Henar, J. García Mayordomo
- 161 CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA FALLA DE ALHAMADE MURCIA EN EL SECTOR DE LA TORRECILLA
O. Ardanaz, L. Dávila, T. Teixidó, D. Martí, A. Martí, P. Queralt, E. Rodríguez Escudero, J. Camacho, J. J. Martínez-Díaz, R. Carbonell
- 165 INCISIÓN Y RELLENO DEL RÍO GUADALENTÍN EN LORCA DURANTE EL HOLOCENO: CAUSAS TECTÓNICAS Y ANTRÓPICAS
J. García-Mondéjar, A. Martínez Rodríguez, J. Ponce García

- 171 FÁBRICAS MAGNÉTICAS Y SU INTERPRETACIÓN CINEMÁTICA EN UNA ZONA SISMOGÉNICA: LA FALLA DE BAZA
M. Marcén, T. Román-Berdiel, A.M. Casas-Sainz, B. Oliva-Urcia, R. Soto, J. Castro, P. Alfaro
- 175 3D RECONSTRUCTION OF A NORMAL FAULT ZONE: A TRENCHING STUDY ON THE ACTIVE BAZA FAULT (CENTRAL BETIC CORDILLERA, SPAIN)
I. Medina-Cascales, L.Koch, N. Cardozo, I. Martín-Rojas, F.J. García-Tortosa, P. Alfaro y J. Castro
- 179 CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA ZONA DE FALLA EN LA FALLA DE VENTANIELLA (VENTANIELLA, CORDILLERA CANTÁBRICA)
J. Olona, C. López- Fernández, G. Fernández-Viejo y S. Llana-Fúnez
- 183 PERFIL DE RADÓN EN EL SUELO TRANSVERSAL A LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA
R. Pérez-López, A. Fernández-Cortés, M. Béjar-Pizarro, J.J. Martínez-Díaz, A. Staller, A. Sánchez-Malo, E. Sanz, S. Cuezva, S. Sánchez-Moral
- 187 METODOLOGÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN 3D DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE LA PENINSULA IBÉRICA MEDIANTE GPS
S. Pena Castellnou, G. Khazaradze
- 191 PROPIEDADES MINERALÓGICAS Y FRICCIONALES DE LA GOUGE DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA): IMPLICACIONES SISMOGÉNICAS
E. Rodríguez-Escudero, A. Niemeijer, J.J. Martínez-Díaz, J.L. Giner-Robles, M. Tsige, J.M. Insua-Arévalo, J. Cuevas-Rodríguez
- 195 MICROMORPHOLOGY OF SEISMIC LIQUEFACTION PROCESSES: A TOOL TO RECORD LOST SEISMIC EVENTS (BETIC CORDILLERA, SPAIN)
E. Roquero, P.G. Silva, M.A Rodríguez Pascua, P. Huerta, J.L. Giner Robles, J. Elez, M.A. Perucha
- 199 MONITORIZACIÓN GEODÉSICA DE LAS ZONAS DE FALLA DE ALHAMA DE MURCIA, PALOMARES Y CARRASCOY (ZONA DE CIZALLA DE LAS BÉTICAS ORIENTALES): TRABAJOS EN MARCHA
A. Staller Vázquez, J.J. Martínez-Díaz, R. Pérez-López, G. Khazaradze, M. Béjar-Pizarro, J.A. Álvarez-Gómez, J. Alonso-Henar, J.M. Insua-Arévalo, M. Valdés, J.A. Sánchez-Sobrinó, E. Azcue, P. Gonzalo

SESIÓN 5: SISMOTECTÓNICA Y SISMICIDAD

- 205 AC-DCFS: UN SISTEMA DE CÁLCULO AUTOMÁTICO DE VARIACIÓN DE ESFUERZOS DE COULOMB TRAS TERREMOTOS RELEVANTES
José A. Álvarez-Gómez and Julián García-Mayordomo
- 209 ACTUALIZACIÓN DEL CATÁLOGO DE TERREMOTOS HISTÓRICOS NW PENINSULAR
C. Crespo-Martín, F. Martín-González y G. Lázaro-Hurtado
- 213 NUEVOS DATOS DEL TERREMOTO DEL W-PENINSULAR 949 A.D.: ZAMORA 939 A.D. Y SU POSIBLE RELACIÓN CON LAS FALLAS SISMOGÉNICAS
C. Crespo-Martín, F. Martín-González y G. Lozano-Hurtado
- 217 EVOLUCIÓN DE LA SISMICIDAD EN EL NW PENINSULAR DESDE LA PRIMERA EDICION DE IBERFAULT 2010
C. Crespo-Martín, F. Martín-González y N. Heredia
- 221 ANÁLISIS DE LA VELOCIDAD DE ONDAS SÍSMICAS EN LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE PENÍNSULA IBÉRICA)
J.M. Insua-Arévalo, J.J. Martínez-Díaz, M.J. Jurado, E. Aracil, U. Maruri, A. Rivera, M. Tsige, D. Jiménez-Molina, E. Rodríguez-Escudero, J.A. Álvarez-Gómez, C. Canora, J. Alonso-Henar, J. García-Mayordomo, P. Herrero-Barbero

SESIÓN 6: PELIGROSIDAD Y RIESGO SÍSMICO

- 227 MAPAS PARA AYUDAR A LA TOMA DE DECISIONES DESPUÉS DE UN TERREMOTO MEDIANTE LA GEODESIA ESPACIAL
M. Béjar-Pizarro, J.A. Álvarez Gómez, A. Staller, R. Pérez-López, O. Monserrat, J.P. Galve, J.J. Martínez Díaz, R.M. Mateos, G. Herrera
- 231 ¿CÓMO MODELIZAR LAS FALLAS COMO FUENTES INDEPENDIENTES EN EL CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD? UN DEBATE ABIERTO
B. Benito, J.M. Gaspar-Escribano, A. Rivas y A. Staller
- 235 DEFINICIÓN DE FUENTES EN UN CÁLCULO DETERMINISTA DE PELIGROSIDAD FRENTE A TSUNAMIS DE LAS COSTAS ESPAÑOLAS
M.J. Crespo, J. García-Mayordomo, L. Lacoma
- 239 ACTUALIZANDO LA BASE DE DATOS DE FALLAS ACTIVAS EN EL CUATERNARIO A LA VERSIÓN 4 (QAFI v.4): CAMBIOS EN LA FORMA Y EN EL FONDO
J. García-Mayordomo, C. Canora, R. Martín-Banda J.J. Martínez-Díaz, J.M. Insua-Arévalo, J.A. Álvarez- Gómez, J. Alonso-Henar, E. Masana, M. Ortuño, O. Gómez-Novell, H. Perea, Á. González, F. Martín- González, I. Martín-Rojas , E. Rodríguez-Escudero, J.M. Azañón, P. Villamor, J. Cabral, C. Moniz y R. Díaz
- 243 THE FAULT2SHA-BETICS WORKING GROUP: PROMOTING KNOWLEDGE INTERCHANGE BETWEEN EARTHQUAKE GEOLOGISTS AND SEISMIC HAZARD MODELLERS IN THE EASTERN BETICS (SE SPAIN)
J. García-Mayordomo, M. Ortuño, J.M. Insua-Arévalo, O. Scotti, Visini, F. and the Fault2SHA-Betics Group Working

- 247 ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA INCLUYENDO DATOS DE FALLAS ACTIVAS: APLICACIÓN EN MURCIA
J. M. Gaspar-Escribano, A. Staller, B. Benito, L. E. Quirós, S. Ruiz-Barajas y A. Rivas
- 249 ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN EN LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DEL ESTUDIO DE MECANISMOS FOCALES, IMPLICACIONES EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA
J.L. Giner-Robles, R. Pérez-López, J. Elez, P.G. Silva, E. Rodríguez Escudero, C. Canora, M.A. Rodríguez- Pascua, T. Bardají, E. Roquero, P. Huerta y M.A. Perucha
- 253 PRELIMINARY CHARACTERIZATION OF THE MAGNITUDE-FREQUENCY DISTRIBUTIONS OF MULTI-FAULT RUPTURE HYPOTHESES AT THE EASTERN BETIC SHEAR ZONE (SE SPAIN) BY USING THE SHERIFS APPROACH
O. Gómez-Novell, T. Chartier, J. García-Mayordomo, M. Ortuño, E. Masana, J.M. Insua-Arévalo, R. López and O. Scotti
- 257 EL CATÁLOGO SÍSMICO DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL: UNA GUÍA PARA EL USUARIO
A. González
- 261 UTILIZACIÓN DE SHAKEMAPS Y EFECTOS GEOLÓGICOS COMO ESCENARIOS PARA SIMULACROS EN GESTION DE DESASTRES POR TERREMOTOS
R. Pérez-López, J. Élez, P.G. Silva, J.L. Giner-Robles, M. A. Rodríguez-Pascua, E. Roquero, T. Bardají
- 265 NEW METHODS FOR COMPUTING EARTHQUAKE RUPTURES AND RATES OF OCCURRENCES IN FAULT SYSTEMS
F. Visini, A. Valentini, T. Chartier, O. Scotti and B. Pace
- 269 HERRAMIENTA WEB PARA EL DESARROLLO DE ESCENARIOS DE RIESGO SÍSMICO A ESCALA URBANA
P. Yazdi, Jorge M. Gaspar-Escribano y Sandra Martínez-Cuevas

SESIÓN 7: SISMICIDAD INDUCIDA

- 275 SERIES SÍSMICAS, FALLAS ACTIVAS Y SISMICIDAD INDUCIDA
G. Pascual Santamaria, J.M Martinez Solares
- 279 APLICACIÓN DEL ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CAMPOS DE DEFORMACIÓN PARA EL ESTUDIO DE SISMICIDAD INDUCIDA EN ALMACENAMIENTO PROFUNDO: HONTOMÍN.
R. Pérez-López, J. F. Mediato, M. A. Rodríguez-Pascua, J. L. Giner-Robles, R. Martínez-Orío, A. Arenillas-González, P. Fernández-Canteli, J. C. de Dios, L. Loubeau
- 283 SISMICIDAD INDUCIDA EN EL YACIMIENTO MARINO DE GAS POSEIDON MEDIANTE EL ESTUDIO DE LA SISMICIDAD A LARGO PLAZO
R. Pérez-López y J. L. Giner-Robles
- 287 DISCRIMINACIÓN ENTRE SISMICIDAD DISPARADA E INDUCIDA EN LA CRISIS DE CASTOR DEL AÑO 2013
R. Pérez-López, J. L. Giner-Robles, C. Guardiola-Albert, M. Benito-Parejo
- 291 ESTUDIO PRELIMINAR DE CAMBIOS DE ESFUERZOS DE COULOMB ASOCIADOS AL LLENADO DE EMBALSES Y SU COMBINACIÓN CON CAMBIOS DE ESFUERZOS COSISMICOS
S. Ruiz-Barajas, M.A. Santoyo, B. Benito, G.E Alvarado, A. Climent,
- 295 ANALYSIS OF THE SEISMIC SEQUENCE ASSOCIATED WITH THE GAS INJECTION IN THE CASTOR PROJECT
S. Ruiz-Barajas, B. Benito, N. Sharma, V. Convertito, A. Zollo

SESIÓN 8: ¿FALLAN LOS MAPAS DE FALLAS?

- 301 SISMICIDAD Y FALLAS ACTIVAS: PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA PARTE EMERGIDA DEL BASAMENTO DE LA CUENCA DE ALBORÁN
J. M. Azañón
- 305 HIGH RESOLUTION IMAGING OF SUBMARINE LARGE SEISMOGENIC AND TSUNAMIGENIC STRUCTURES IN THE SW IBERIAN MARGIN: NEW INSIGTHS FROM INSIGHT SURVEY (2018)
R. Bartolome, E. Gràcia, R. Urgeles, C. Lo Iacono, S. Martínez-Loriente, M. Camafort, D. Mencaroni, W. Meservy, C. Sánchez
- 309 ACTIVE TECTONICS OF THE OFFSHORE NORTH TUNISIAN CONTINENTAL MARGIN
M. Camafort, E. Gràcia and C.R. Ranero
- 313 UNVEILING THE LARGEST STRIKE-SLIP FAULT SYSTEMS IN THE ALBORAN BASIN WITH UNPRECEDENTED RESOLUTION
E. Gràcia, R. Bartolome, H. Perea, S. Martínez-Loriente, L. Gómez de la Peña, M. Camafort, C. Lo Iacono, C. S. Serra, W. N. Meservy, E. Masana, I. Grevenmeyer, C. R. Ranero
- 317 EVALUACIÓN DE LA ESTRUCTURA TECTÓNICA DE LA ZONA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y LA CUENCA DE GUADALQUIVIR A PARTIR DE IMÁGENES SÍSMICAS
C. R. Ranero y A. Calahorrano Betancourt
- 321 HAZARD IN THE GULF OF CADIZ: REVIEW OF THE LARGE SEISMOGENIC STRUCTURES
C.S. Serra, E. Gràcia, R. Bartolome, S. Martínez-Loriente, H. Perea, C.Lo Iacono, V. Sallarès, R. Urgeles

ÍNDICE ALFABÉTICO DE AUTORES

P. Alfaro	47, 87, 171, 175	J. García-Mayordomo	59, 71, 79, 157, 205, 221	A. Niemeijer	191
B. Alonso	121, 133, 137		235, 239, 243, 253	B. Oliva-Urcia	171
G. Alvarado	103	J. García-Mondéjar	165	J. Olona	179
G.E. Alvarado	291	F.J. García-Tortosa	87, 175	M. Ortuño	15, 51, 63, 79, 83, 91, 239, 243, 253
J.A. Álvarez-Gómez	11, 55, 79, 199, 205, 221	J.M. Gaspar-Escribano	231, 247, 269	B. Pace	265
E. Aracil	221	A.J. Gil	133	R. Pallàs	63, 83
O. Ardanaz	161	J.L. Giner Robles	147, 191, 195, 249, 261, 279	D. Palomino	133, 137
A. Arenillas-González	279		283, 287	G. Pascual Santamaría	275
L.E. Arlegui	111, 115	L. Gómez de la Peña	125, 313	A. Peiro	111
J.M. Azañón	51, 103, 125, 239, 301	O. Gómez-Novell	63, 83, 239, 253	S. Pena Castellnou	187
E. Azcue	199	A. González	67, 239, 257	H. Perea	125, 239, 313, 321
O. Azzouz	133	C. González	129	R. Pérez López	79, 99, 143, 183, 199, 227
A. Baguer	15, 83	L. González-Menéndez	75		249, 261, 279, 283, 287
S. Baize	63	J.M. González-Vida	121	J.V. Pérez-Peña	51, 103
T. Bardají	249, 261	P. Gonzalo	199	F. Pérez-Valera	107
R. Bartolome	305, 313, 321	Ch. Gorini	133, 137	M.A. Perucha	99, 147, 195, 249
M. Béjar-Pizarro	183, 199, 227	E. Gràcia	87, 125, 305, 309, 313, 321	A. Pinto	19
B. Benito	231, 247, 291, 295	I. Grevmeyer	125, 313	J. Ponce García	165
M. Benito-Parejo	287	C. Guardiola-Albert	287	C. Ponte Lira	43
M. Benmakhlouf	133	J.A. Henar	11, 23, 79, 153, 157, 159, 221, 239	P. Queralt	161
G. Besana-Ostman	27	N. Heredia	75, 217	E. Quirós	247
G. Booth-Rea	125	G. Herrera	227	C.R. Ranero	125, 309, 313, 317
J. Bordonau	83	P. Herrero Barbero	11, 55, 157, 221	J.A. Rengel	133
M.J. Borque	47	P. Huerta	195, 249	R. Ressurreição	95
A. Brum da Silveira	19	J.M. Insua-Arévalo	59, 71, 75, 79, 87, 157	A. Rivas	231, 247
J. Cabral	19, 39, 43, 95, 239		191, 199, 221, 239, 243, 253	A. Rivera	221
A. Calahorrano Betancourt	317	D. Jiménez-Molina	221	A. Robledano	129
J. Camacho	161	C. Juan	137	T.K. Rockwell	39, 43, 63
M. Camafort	305, 309, 313	M.J. Jurado	221	A. Rodríguez	75
C. Canora	11, 23, 27, 79, 157, 221, 239, 249	G. Khazaradze	23, 63, 83, 187, 199	B. Rodríguez	129
J.V. Cantavella	129	L. Koch	175	E. Rodríguez Escudero	79, 161, 191, 221
R. Carbonell	161	H. Kopp	125		239, 249
N. Cardozo	175	P. Lacan	91	M.A. Rodríguez Pascua	99, 143, 147, 195
E. Carreño	129	L. Lacombe	235		249, 261, 279
A.M. Casas	31, 171	P. Lafuente	111	T. Román-Berdiel	171
D. Casas	133	G. Lázaro-Hurtado	209	C. Romero	99
J. Castro	87, 171, 175	C.L. Liesa	111	E. Roquero	147, 195, 249, 261
M. Catalán	133	S. Llana-Fúnez	179	P. Ruano	51, 75, 103
A. Chalouan	133	C. Lo Iacono	305, 313, 321	S. Ruiz-Barajas	247, 291, 295
T. Chartier	253, 265	R. López	63, 83, 253	V. Sallarès	321
M. Chourak	133	C. López-Fernández	179	N. Sánchez	99
A. Climent	291	L. Loubeau	279	C. Sánchez	305
V. Convertito	295	G. Lozano-Hurtado	213	A. Sánchez-Alzola	47
D. Corona-Fernández	35	A. Luzón	115	M. Sánchez-Gómez	107
M.J. Crespo	235	M.A. Luzón	111	A. Sánchez-Malo	183
C. Crespo-Martín	209, 213, 217, 235	M. Marcén	171	S. Sánchez-Moral	183
J. Cuevas-Rodríguez	191	D. Martí	161	J.A. Sánchez-Sobrino	199
S. Cuezva	183	A. Martí	161	M.A. Santoyo	35, 291
P.P. Cunha	19	R. Martín-Banda	59, 71, 239	E. Sanz	183
J.P. Cunha-Ribeiro	19	F. Martín-González	75, 209, 213, 217	C. Sanz de Galdeano	23, 47, 133
E. D'Acremont	121, 133, 137	I. Martín-Rojas	87, 175, 239	O. Scotti	243, 253, 265
L. Dávila	161	J.J. Martínez Díaz	23, 157, 227	C.S. Serra	313, 321
J.C. de Dios	279	R. Martínez Orio	143	N. Sharma	295
R.P. Dias	95, 239	A. Martínez Rodríguez	165	P.G. Silva	147, 195, 249, 261
J. Élez	261	J.M. Martínez Solares	275	J.L. Simón	31, 111, 115
G. Ercilla	121, 133	S. Martínez-Cuevas	269	R. Soto	171
E. Ercilla	137	J.J. Martínez-Díaz	55, 59, 79, 153, 161, 183	A. Staller Vázquez	183, 199, 227, 231, 247
F. Estrada	121, 133, 137		191, 199, 221, 239	T. Teixidó	161
L. Ezquerro	111, 115	S. Martínez-Loriente	305, 313, 321	M. Tsige	191, 221
C. Fernandez	153	M. Martínez-Martos	47	R. Urgeles	305, 313
L.M. Fernández Salas	137	R. Martínez-Orio	279	M. Valdés	199
P. Fernández-Canteli	279	U. Maruri	221	A. Valentini	265
A. Fernández-Cortés	183	E. Masana	15, 59, 63, 79, 83, 91, 239, 253, 313	J.T. Vazquez	133
G. Fernández-Viejo	179	R.M. Mateos	227	R. Vegas	137
M. Ferrater	79	A. Medialdea	115	M. Viaplana-Muzas	51, 91
P.M. Figueiredo	39, 43	J.F. Mediato	143, 279	S. Vilanova	27
J. Fonseca	27	I. Medina-Cascales	87, 175	P. Villamor	239
B. Gaité	129	D. Mencaroni	305	F. Visini	243, 265
I. Galindo	99	W.N. Meservy	305, 313	P. Yazdi	269
J. Galindo-Zaldivar	47, 121, 133, 137	C. Moniz	239	A. Zollo	295
J.P. Galve	51, 103, 227	O. Monserrat	227		
		X. Moreno	83		



SESIÓN 1

FALLAS ACTIVAS CUATERNARIAS EN LA ZONA CONTINENTAL DE IBERIA



TASAS DE ACORTAMIENTO LOCALES EN EL AFLORAMIENTO DE LOS BAÑOS DE CARRACLACA. SEGMENTO LORCA - TOTANA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA.

Local shortening rates at the Carraclaca Outcrop. Lorca- Totana Segment, Alhama de Murcia Fault.

J. Alonso-Henar (1), P. Herrero Barbero (1), J. J. Martínez-Díaz (1,2), J. A. Álvarez-Gómez (1), C. Canora Catalán (3), J. M. Ínsua Arévalo (1)

(1) Dpt. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.

(2) Instituto de Geociencias IGEO. UCM-CSIC.

(3) Dpt. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid.

Resumen: Las características de la deformación relacionadas con la actividad de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) hacen necesario recurrir a diferentes técnicas para estimar sus tasas de deslizamiento. En este trabajo nos centramos en la estimación de tasas de acortamiento locales. Para ello hemos hecho un análisis de la deformación más reciente en el segmento de Lorca - Totana de la FAM, concretamente en la región cercana a Carraclaca, donde encontramos un pliegue en caja (anticlinal de Carraclaca) generado por una estructura pop up entre dos ramas de la FAM que afecta a materiales pleistocenos y holocenos. El uso de datos estructurales de campo y la restitución de cortes compensados nos ha permitido establecer tasas de acortamiento locales. Como marcador hemos empleado la base de unos conglomerados del Pleistoceno, depositados discordantemente sobre unas margas y yesos del Tortonense. El contraste mecánico entre estos depósitos hace de los conglomerados un marcador excepcional para estimar las tasas de acortamiento. El rango obtenido para estas tasas es entre 0.011 y 0.098 mm/yr.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, Tasas de acortamiento, Cortes Compensados, Anticlinal de Carraclaca

Abstract: The characteristics of the strain related to the Alhama de Murcia Fault (FAM) activity make it necessary to resort to different techniques to estimate its slip rates. This study is focused on the estimation of local shortening rates of the most recent deformation in the Lorca - Totana segment of the FAM; specifically at the Carraclaca anticline, a box fold affecting Pleistocene and Holocene deposits. Using structural field data and balanced cross sections we estimated local shortening rates. We use as deformed marker surface the base of a Pleistocene conglomeratic bed. The mechanical contrast between these conglomerates and less competent underlying materials, makes this unconformity an exceptional local marker that allows the estimation of shortening rates ranging from 0.01 to 0.09 mm / yr.

Key words: Alhama de Murcia Fault, Shortening rates, Balanced cross sections, Carraclaca Anticline

INTRODUCCIÓN

La escasez de afloramientos de materiales holocenos deformados sobre la rama norte del sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), responsable del terremoto de Lorca de Mw 5.2 de 2011) así como las bajas tasas de deformación en la zona (Martínez-Díaz et al., 2012), requiere la aplicación de diversas técnicas para establecer unas tasas de acortamiento representativas para esta falla. Hemos hecho un análisis de la deformación más reciente en el segmento de Lorca - Totana de la FAM, concretamente en la región cercana a Carraclaca. La toma sistemática de datos estructurales y la restitución de superficies deformadas, lo que nos ha permitido establecer unas tasas de acortamiento locales a medio y corto plazo.

ZONA DE ESTUDIO

El estudio se ha llevado a cabo en la zona de los baños de Carraclaca, donde existe un afloramiento de calidad excepcional dada la presencia de depósitos de tobas y travertinos deformados cubriendo un tramo de la rama norte de FAM. Esta falla controla el ascenso de fluidos responsables de dichos depósitos (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2001).

En esta zona se observa una estructura pop up afectando a depósitos recientes generada por una rama de la FAM que se separa de la rama principal. El componente coaxial de la deformación desarrolla un pliegue anticlinal (anticlinal de Carraclaca, Figuras 1 y 2) que actúa como barrera para abanicos aluviales que provienen del norte. Esto hace que haya un interesante registro sedimentario adosado al flanco norte de la estructura, susceptible de registrar la actividad sísmica más reciente de la falla. Los travertinos están cubriendo parcialmente la estructura antiformal (Figuras 1 y 2).

Análisis paleosismológicos que se están llevando a cabo en el flanco norte del pliegue demuestran que el plegamiento en esta zona es activo (Figura 2), por lo que asumimos como representativas las tasas resultantes de este estudio.

RESTITUCIÓN DEL PLIEGUE

Con el objetivo de estimar tasas de acortamiento en la región de Carraclaca, se ha llevado a cabo la restitución de cortes compensados a lo largo del pliegue en caja, tomando como marcador la superficie de los conglomerados pleistocenos (Silva et al., 1997), que tienen muy poca potencia y son

polimícticos, con clastos angulosos y extremadamente cementados. (Qp, Figuras 1 y 2). Este marcador plegado representa una capa de mayor competencia con respecto a las margas y conglomerados tortonienses infrayacentes, por lo que absorbe activamente el acortamiento horizontal, asumiendo además una conservación de la longitud y espesor de la capa.

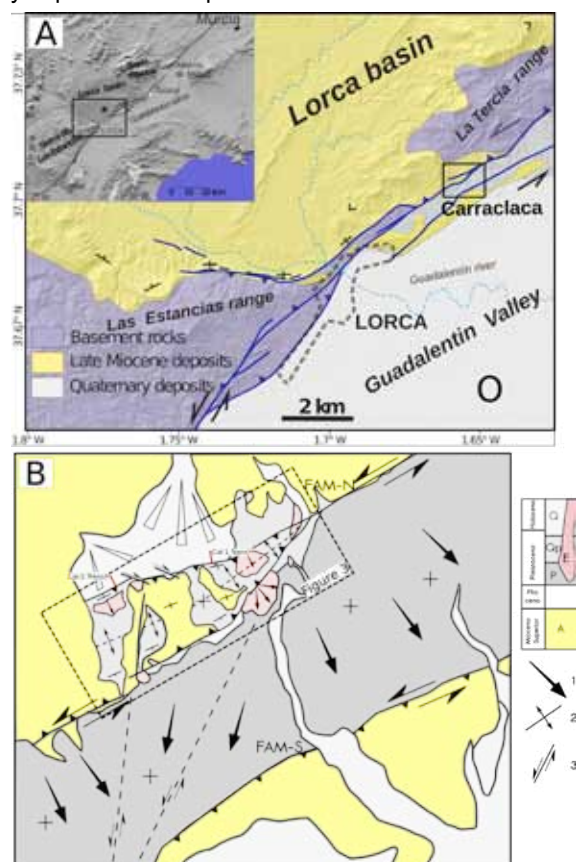


Figura 1: A: Trazo de la Falla de Alhama de Murcia en el entorno de Carralaca y situación de la zona de estudio. Recuadro marca la posición de la figura B. B: Mapa geológico de la zona de estudio: Q: Abanicos holocenos; Qp: Conglomerados Pleistoceno Medio-Superior; P: Pleistoceno; E: Travertinos; A: Mioceno Superior; 1: Dirección del flujo; 2: Pliegue anticlinal; 3: Falla.

Figure 1. A: Alhama de Murcia Fault trace at Carralaca site. Rectangle shows the position of figure B. B: Geological map of the study area. Q: Holocene alluvial fans; Qp: Pleistocene conglomerates; P: Pleistocene deposits; E: Travertines; A: Upper Miocene deposits; 1: Flow sense; 2: Anticline fold; 3: Fault.

La primera aplicación de la restitución estructural de marcadores geológicos fue proporcionada por Chamberlin (1910), que introduce el concepto de conservación de longitudes y áreas en cortes geológicos compensados. Posteriormente, otros autores (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979) extendieron el método a diferentes estructuras y regímenes tectónicos. En el caso del análisis del pliegue de Carralaca, esta metodología requiere una conservación de la longitud del marcador pleistoceno, así como la restitución secuencial del desplazamiento en cada una de las fallas implicadas en su plegamiento.

Previamente a la restitución de la superficie plegada, se han empleado datos estructurales tomados en la zona de estudio para reconstruir el pliegue en caja

en tres dimensiones mediante el software Move. La reconstrucción 3D facilita incorporar varias secciones orientadas respecto a diferentes direcciones de acortamiento: N 150°, N 170° y N 190° (figura 3). Asimismo, en cada sección se proponen 3 posibles buzamientos de las fallas: 60°, 70° y 80°.

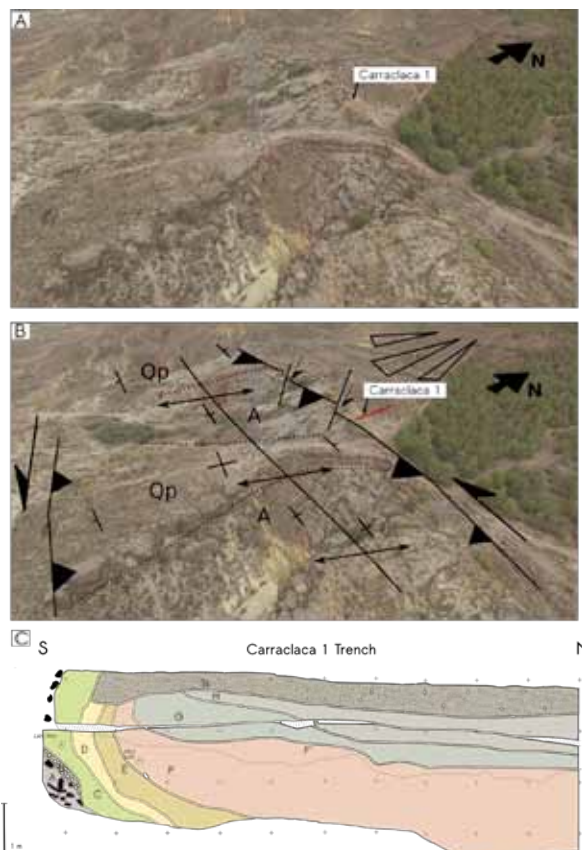


Figura 2: A: Foto aérea de la zona de estudio. B: Foto aérea oblicua interpretada de la zona de estudio. Se marca la posición de la figura C. C: Log de la trinchera Carralaca 1. Materiales holocenos afectados por la actividad del pliegue. Las unidades relacionadas con los abanicos en las trincheras son: Ts. Suelo actual; H. Arenas con clastos dispersos; G. Depósito grano-decreciente con base erosiva de clastos dispersos. F: Arcillas masivas. F'. Nivel edáfico. E. Arcillas masivas con clastos de dolomía. D. Conglomerado polimíctico no cementado. C. Arcilla masiva. B2: Arenisca de grano fino laminada. B1: Arenisca gruesa masiva. B. Conglomerado polimíctico con matriz arenosa. A. Conglomerados no cementados.

Figure 2: A: Aerial picture of the study area. B: Interpreted oblique aerial photo of the study area. Location of caption C. C: Trench log. Folded Holocene fan related deposits. Units are: Ts. Top soil; H. Sands with disperse clasts; G. Grain-decreasing deposit with erosive base in dispersed clasts. F: Massive clays. F'. Edaphic level. E. Massive clays with dolomite clasts. D. Polymictic conglomerate. C. Massive clay. B2: Fine-grained laminated sandstone. B1: Massive sandstone. B. Polymictic conglomerate with sands. A. Conglomerates.

En la restitución del marcador pleistoceno se ha empleado un modelo cinemático *trishear* (Erslev, 1991). Para cada sección y cada tipo de buzamiento se han seleccionado los parámetros adecuados del modelo (p. ej. ángulo de la zona de propagación, distribución de la deformación, relación propagación / deslizamiento) para lograr una restitución lo más acorde posible con la superficie pre-deformada.

La restitución por el modelo de *trishear* nos permite estimar el deslizamiento sobre cada uno de los planos de falla. Las secciones compensadas

obtenidas para cada escenario propuesto posibilitan cuantificar el acortamiento total asociado al plegamiento de la estructura, considerando que entre el marcador restituído y el marcador original existe una conservación de la longitud. En la tabla 1 se muestran los resultados de acortamiento en metros obtenidos en función de los buzamientos y direcciones de acortamiento propuestos y el rango de edades usado. Dada la escasa dispersión observada en los resultados de tasas de acortamiento, se muestran aquí los correspondientes a la media de acortamiento en cada escenario.

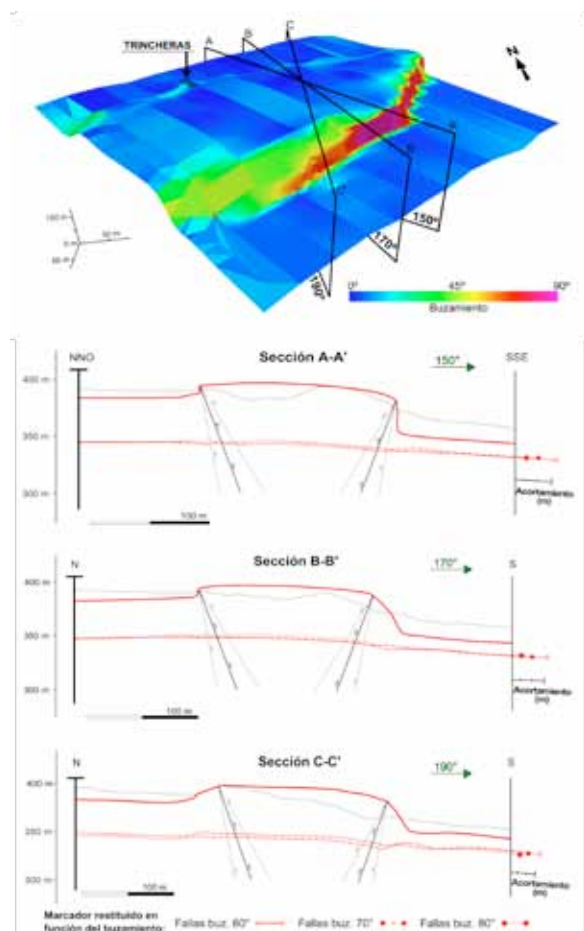


Figura 3. Cortes compensados para las direcciones de acortamiento N150° (A-A'), N170° (B-B') y N190° (C-C'). Los marcadores restituídos con los 3 tipos de fallas propuestos (buzamientos de 60°, 70° y 80°) mantienen una pendiente pre-deformación de 2°.

Figure 3: Balanced cross sections for the shortening directions: N150° (A-A'), N170° (B-B') and N190° (C-C'). The used markers for 3 given fault dips (60°, 70° and 80°) have a pre-folded dip of 2°.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Silva et al. (1997) asignan a la superficie deformada una edad de Pleistoceno Inf., y los interpretan como un abanico aluvial sobre el que se desarrolla una calcreta. Por otro lado, Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (2001) les asignan una edad más moderna debido a las edades mucho menores (<300 ka) de los travertinos datados que se encuentran interestratificados en los conglomerados (Figura 1).

De acuerdo con la memoria del MAGNA (Hoja de Pto. Lumbreras, Martín-Vivaldi et al., 1972), las

edades asignadas a los abanicos correspondientes a la unidad de conglomerados cementados sería Pleistoceno medio (Unidad 59). Sin embargo, barajamos la posibilidad de que estos depósitos no sean de abanico. La similitud de facies con glaciares del entorno nos hace pensar que estos depósitos también lo sean, por lo tanto tendrían edades de Pleistoceno Medio-Superior (de acuerdo con la unidad 51 de la Hoja de Puerto Lumbreras, MAGNA).

Por lo tanto, y debido a la dificultad de datar este tipo de formaciones, consideramos el Pleistoceno Inferior un máximo y asignamos una horquilla de edades de entre 800 Ka y 300 Ka, correspondientes al inicio del Pleistoceno Medio y a la edad del travertino más

Acortamiento (m)				
Buzamiento Dirección acortamiento	60°	70°	80°	Media
N 150°	31.02	18.65	8.69	19.45
N 170°	28.01	17.51	7.88	17.80
N 190°	29.00	19.31	9.52	19.28
Media	29.34	18.49	8.70	

Tabla 1: Resultados de acortamiento (m) en función de los buzamientos y direcciones de acortamiento propuestos.

Table 1 Shortening results (m) against dips and shortening directions.

antiguo datado.

Los resultados expuestos en la tabla 1, implican tasas de acortamiento medias que tienen un rango de valores desde 0,011 hasta 0,037 mm/yr si asumimos el máximo de edad (800 Ka) y desde 0,029 a 0,098 mm/yr asumiendo el valor mínimo de edad (300Ka) (Tabla 1). Resultados coherentes con el carácter transpresivo de esta falla, en la que, seguramente en esta zona la mayor parte de la deformación se acomode en el componente de cizalla simple.

Agradecimientos: Este trabajo está parcialmente financiado por el proyecto de investigación QUAKESTEP: CGL2017-83931-C3-1-P. El primer autor agradece su financiación a una beca postdoctoral (Youth Employment Initiative of the European Commission).

Referencias bibliográficas

- Chamberlin R.T. (1910). The Appalachian folds of central Pennsylvania. The Journal of Geology, 18(3), 228-251.
- Dahlstrom, C.D.A. (1969). Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences, 6(4), 743-757.
- Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. Geology, 19(6), 617-620.
- Hossack, J. R. (1979). The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. Journal of the Geological Society, 136(6), 705-711.
- Martín Vivaldi J.M., Espinosa-Godoy J. Y Pérez Rojas A., 1972 Mapa Geológico de la Hoja n.º 975 (Pto. Lumbreras). Mapa Geológico de España E. 1:50000. Serie Magna.

Martínez-Díaz J.J., Y Hernández-Enrile, J.L. 2001. Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity on an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia Fault (Betic cordillera-Spain). *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4):297-313

Martínez-Díaz J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla F.L., Stich, D., Herrera G. y Morales, J., 2012, Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics* 546-547, 28–37.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J. y Bardají, T., 1997. Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentin Depression. *Journal of Geodinamics*. Vol. 24, nos 1-4 pp. 105-115.



EVIDENCE OF QUATERNARY ACTIVE FAULTS IN THE PLA DE SANT JORDI AND ALDEA-CAMARLES ALLUVIAL FANS

A. Baguer (1), M. Ortuño (1) y E. Masana (1).

(1) Dpt. Ciències de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. RISK NAT. C/ Martí i Franquès, s/n. 08028-Barcelona. albertbaguer@ub.edu

Resumen: Se presentan nuevas evidencias de actividad tectónica cuaternaria afectando a los abanicos aluviales del Pla de Sant Jordi y Aldea-Camarles en las Cadenas Costeras Catalanas (nordeste de la Península Ibérica). La zona se localiza entre las cuencas neógenas de El Camp y Baix Ebre, controladas por fallas extensionales NE-SO. El principal problema que plantean las investigaciones paleosismológicas en un contexto caracterizado por deformaciones lentas y un terreno antropizado es la escasez de evidencias de actividad sísmica. Este trabajo documenta los escarpes asociados a las fallas del Pla de Sant Jordi y Aldea-Camarles como evidencias geomorfológicas de su actividad tectónica y presenta resultados preliminares del estudio geocronológico en curso.

Palabras clave: escarpes, geomorfología, tectónica activa, Cadenas Costeras Catalanas.

Abstract: New evidence of Quaternary tectonic activity affecting the alluvial fans of the Pla de Sant Jordi and Aldea-Camarles in the Catalan Coastal Ranges, NE Spain, is presented. The investigated area is located between the Neogene basins of El Camp and Baix Ebre, controlled by NE-SW-trending extensional faults. The main problem that face paleoseismological investigations in regions characterized by slow normal faults and significant alteration of the ground surface by human activity is the scant evidence of seismic activity. This work documents the scarps associated with the faults of the Pla de Sant Jordi and Camarles as geomorphological evidence of tectonic activity and presents the preliminary results of an ongoing geochronological investigation.

Key words: fault scarps, morphotectonics, active fault, Catalan Coastal Ranges.

The study area is located in the southern Catalan Coastal Ranges, on the northeastern sector of the Iberian Peninsula, in a context of slow tectonic deformation (Fig. 1). Pla de Sant Jordi (PSJ) and Camarles (CM) basins are located between the El Camp and Baix Ebre basins, controlled by Neogene NE-SW-trending and SE-dipping normal faults. These faults have a listric geometry and belong to the Neogene fault system of Eastern Iberia (Banda and Santanach, 1992). The mountain ranges in the area are made of Paleozoic basement and Permian to Upper Oligocene sedimentary cover (Fig. 1, Anadón et al., 1979; Roca and Guimerà, 1992).

The PSJ and CM basins, in contrast with El Camp, Pla del Bugar and Baix Ebre basins, do not show a fault-controlled mountain front (Fig. 1). The basins are filled with Neogene sediments of limited thickness and extensive Pleistocene alluvial fans (Fig. 2). Arasa (1991) was the first author that described signs of Quaternary tectonic activity in these basins and reported a normal fault affecting Quaternary deposits at the La Aldea area. Masana (1995) mapped two escarpments and a NNE-SSW-oriented topographic anomaly on the surface of the alluvial fans in CM and PSJ areas, respectively (Fig. 1), and proposed a tectonic origin for this surface deformation.

Here, we present new geomorphic evidence of the scarps in the area and discuss the possible origin of the surface disturbances observed on the Pleistocene alluvial fans (Fig. 2).



Figura 1. Contexto geológico general de las cuencas neógenas del sur de la Cadena Costera Catalana, frentes montañosos y escarpes asociados a las fallas del Camp, Pla del Bugar y Baix Ebre (Masana, 1995). Los rectángulos muestran la localización de la figura 2.

Figure 1. Regional geological setting of the Neogene basins in the southern Catalan Coastal Ranges with the main mountain fronts and escarpments associated with El Camp, Pla del Bugar and Baix Ebre faults (Masana, 1995). The rectangles show the location of figure 2

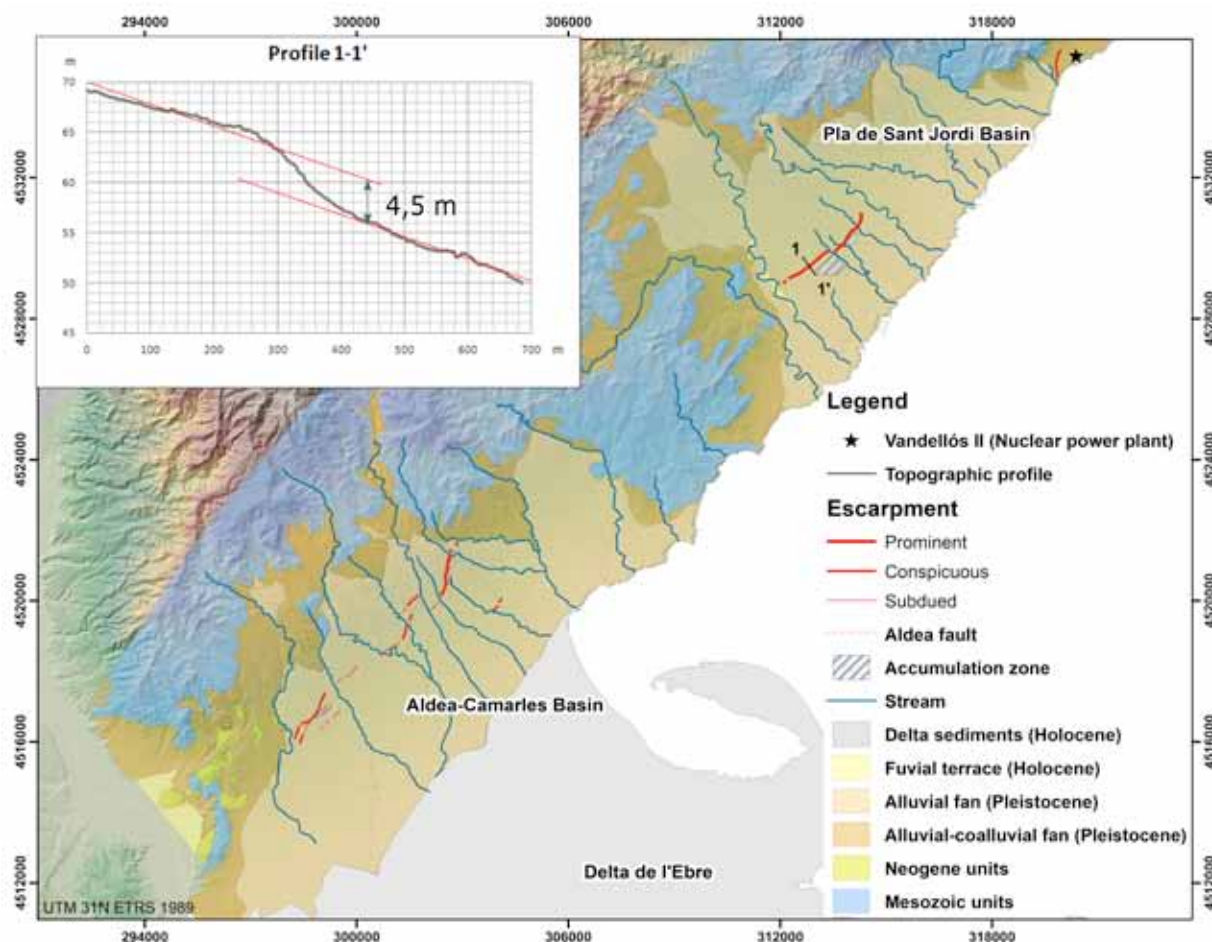


Figura 2. A. Mapa geológico simplificado y modelo digital del terreno de las cuencas del Pla de Sant Jordi y Camarles. B: Perfil topográfico de la superficie del abanico aluvial del Pla de Sant Jordi.

Figure 2. A: Simplified geological map and digital elevation model of Pla de Sant Jordi and Camarles basins. B: Topographic profile of Pla de Sant Jordi alluvial fan surface

Pla de Sant Jordi scarp

A minimum of two generations of alluvial fans were identified in the PSJ area: The upper and well preserved morphologically, and an underlying alluvial-colluvial unit (Fig. 2). The studied fan belongs to the upper generation fans. Its deposit is composed of matrix-supported conglomerates with sub-rounded limestone pebbles. Pedogenic carbonates (caliches) cement the uppermost deposits up to a depth of 2 m depth. The high degree of development of this caliche (stage IV+) suggests that the fan is probably Middle Pleistocene in age.

Masana (1995) described an anomaly on the surface of the alluvial fan of PSJ detected in longitudinal profiles extracted from 1:25.000 topographic maps. By using LiDAR-derived elevation data (0.5 pixels/m), we have characterized this anomaly as a meter-scale vertical dislocation on a Pleistocene fan surface, with NE-SW orientation, and segmented into two subparallel traces along 3 km. The far field vertical offset of the fan surface measured in the profiles is between 4 and 6 m. The scarp has been degraded by erosional processes. However, the change in the slope allowed us to define the approximate location of the fault trace.

Although the free face of the fault scarp has not been preserved, a family of vertical joints parallel or subparallel to the scarp were mapped and measured,

some of them open, vertical displaced and/or filled (Fig. 3). The calcrete crops out all along the up-thrown block. In the down-thrown block, patches of soil are found next to the fault locally covering the fan, suggesting that very thin young deposits were formed or preserved there. The presence of younger deposits in entrenched gullies might provide suitable sites for future paleoseismological trenches.



Figura 3. Fotografía de diaclasas abiertas en el bloque superior del abanico del Pla de Sant Jordi..

Figure 3. Picture of open fractures on the upthrown wall of the Pla de Sant Jordi.

Aldea-Camarles scarp

Two generations of alluvial fans were identified in the CM basin on the basis of the fan geometry and degradation degree. Also some inliers of Pliocene sediments crop out at the surface (Fig. 2).

In the southern area of the CM basin (Aldea), Arasa (1991) described an outcropping NNE-SSW normal fault juxtaposing Upper Pliocene marls against Quaternary alluvial fan deposits. However, this fault has no geomorphic expression, probably because the Pliocene marls (uplifted block) are less resistant than the Quaternary cemented conglomerates (downthrown block). Because there are no equivalent stratigraphic markers on both sides of the fault, it has not been possible to measure the accumulated offset in this area.

In the central-southern area of CM basin (Camarles), the deformation of the fan surface is expressed as a set of surface inflexions and scarps (Fig. 2). The trace of the scarps has a NE-SW orientation and are observed on the younger alluvial fans. We have assigned an age between 125 ka and 300 ka to these fans based on their correlation with those of El Camp basin (Santanach et al., 2001). The scarp is discontinuous and segmented along 10 km. The geomorphological study carried out allowed the observation of hanging and interrupted gullies and of accumulation zones adjacent to the scarp, suggesting a clear vertical deformation and the absence of lateral component.

The southern segment or Vinaixarop scarp presents spatially distributed deformation consisting of several parallel smooth surface inflexions. These scarps have an accumulated throw of up to 4.5 m. The central segment presents less obvious surface deformation, with discontinuous and smooth inflexions up to 300 m long. Only the change of the slope indicates evidence of deformation, as no interrupted gullies or sediment accumulation zones are present here. The northern segment shows the deformation concentrated within a narrow strip, in contrast with the other segments (Fig. 5). This segment has a length of 1500 m and a throw of 6.5 m and it is the only one in which a free-face scarp has been detected (Fig. 4). Although it is much degraded, it displays a continuous scarp 30 m long and 120 cm high.



Figura 4. Fotografía del escarpe erosionado del segmento de Camarles
Figure 4. Photograph of the eroded free-face scarp in the Camarles segment.

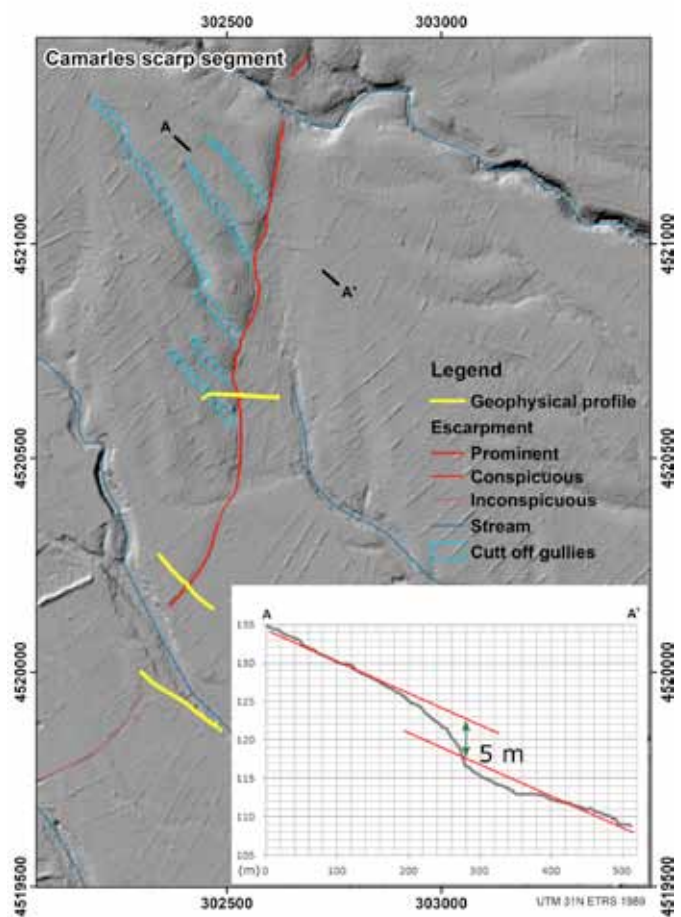


Figura 5. A) Modelo de sombras en el segmento norte de Camarles mostrando la posición del escarpe, los barrancos afectados y los perfiles geofísicos. B) Perfil longitudinal del escarpe. Hay una dislocación vertical del techo del abanico de 5 metros.

Figure 5. A) Hillshade derived DEM of the north segment of Camarles showing the position of the scarp, the cut off gullies and the geophysical profiles. B) Topographic cross of the escarpment. The vertical offset of the alluvial surface is 5 meters.

Discussion

Some considerations about the origin of these morphological scarps can be done taking into account the observed features and the geological setting.

We think that tectonic activity is the most plausible origin for the scarps. In the PSJ area, the fault plane is not visible. It might have been eroded or it never reached the surface (flexure). In this last case it could be interpreted as a fold scarp (maybe the surface expression of a normal blind fault). The observed open joints affecting the calcrete subparallel to the scarp that appear mostly on the upthrown block may correspond to open gashes related extension in the outer-crestal zone of the flexure.

In CM area, the scarps are also expressed as a smooth flexure except at the northernmost area, where it shows a clear fault scarp resembling a free face. This segment is the one where no other possible origins are considered.

We explored two alternative interpretations to the neotectonic origin. On the one hand, we have considered purely morphostratigraphic relationships.

First, the escarpment could be the boundary between two inset alluvial fans, with the younger one flowing from the NE. Second, the morphological scarp could result from the deposition (draping) of a larger fan over a previously consolidated alluvial fan scarp. However, no lithological changes supporting these alternatives are observed in the gullies dissecting the scarp, where incision is greater than 20 m and no lobulated morphology, typical of fan termination, was observed.

On the other hand, the scarp could correspond to an old and perched coastal line, possibly formed during the last maximum sea-level stage (Stage 5), in the Upper Pleistocene. The presence of scarps associated with coastal limits of previous stages in nearby coastal basins is not so rare, as those lines crop out near Vandellós Nuclear facility. Even so, this hypothesis seems not feasible due to the current height of the escarpment (ca. 50 m in PSJ and 120 m in CM) in comparison to 8 m a.s.l., which is the maximum sea level height reached during the last stage 5 according to Riccio et al. (2001). Furthermore, Camarles scarp has an elevation variation of up to 20 m along the same segment, while paleo-coastal features have the same elevation all along the whole trace. Even if tectonic uplift of the area could finally explain these features as paleo-coastal lines, the lack of evidence in the field such as the presence of marine deposits, fossils, ichnofossils or coastal landforms, led us to discard this origin.

Additional field analysis, including trenching on the Pla de Sant Jordi and Camarles scarps will contribute to a better understanding of the origin of these features. Furthermore, an ongoing chronological study will contribute to better constrain the age of these alluvial fans.

Acknowledgements: This research is supported by the project "Fase New Data Collection Analyses (NDCA) para el proyecto Actualización de la Caracterización Sísmica de las Centrales Nucleares Españolas: CN Ascó, CN Vandellós y CN Cofrentes", Iberdrola Ingeniería y Construcción S.A.

References

- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. & Solé Sagrañes, L., (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 242-270.
- Arasa, A. (1990). El terciario del Baix Ebre: Aportaciones estratigráficas y sedimentológicas. *Acta Geológica Hispanica*, 25 (4), 271-287.
- Banda, E. and Santanach, P. (1992). The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208, 183–202.
- Perea, H., Masana, E., Santanach, P. (2006). A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: The case of eastern Iberia. *Natural Hazards*, 39 (3), 451-477.
- Masana (1995). L'activitat neotectònica a les cadenes costaneres catalanes. PhD Thesis. University of Barcelona. 444 pp.
- Riccio, A., Riggio, F., Romano, P., (2001). Sea level fluctuation during Oxygen Isotope Stage 5: New

- data from fossil shorelines in the Sorrento Peninsula (Southern Italy). *Zeitschrift für Geomorphologie* 45 (1), 121-138.
- Roca, E., Guimerà, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the València trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203–218.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Masana, E., Sans, M., Estévez, A., Santisteban, C. (1997). Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (4), 431-448.
- Santanach, P., Masana, E., Villamarin, J.A. (2001). Proyecto Datación. CSN-Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 159 pp.



Faulted Middle Pleistocene fluvial terrace deposits at Leiria, central Portugal

A. Brum da Silveira (1), J. Cabral (1), J. P. Cunha-Ribeiro (2) A. Pinto (3), Pedro P. Cunha (4)

(1) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal and Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal. antonio.brum@fc.ul.pt

(2) Centro de Arqueologia da Universidade de Lisboa (UNIARQ), Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal. jppgcr@gmail.com

(3) ERA-Arqueologia, S.A., Calçada de Santa Catarina, 9C, 1495-705 Cruz Quebrada-Dafundo, Portugal, andrea.anacleto@gmail.com

(4) MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, Department of Earth Sciences, Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal. pcunha@dct.uc.pt

Abstract: *Folded and faulted Middle Pleistocene terrace deposits of the Rio Lis were identified at Capuchos-Quinta de Santa Clara site, located in the city of Leiria (central-western region of mainland Portugal). These deformed sediments present a relevant assemblage of Acheulean lithic industry making them an unequivocal marker of neotectonic deformation. A detailed study of the brittle and ductile structures revealed a strong relationship with two major regional seismogenic faults that cross the site and also with the diapiric structure of Leiria. The age, intensity, and location, of this tectonic deformation is particularly relevant because it may potentially increase the seismic hazard for Leiria region.*

Key words: *Active Faults, Diapir, Fluvial Terrace, Acheulean*

Introduction

Intensely faulted and folded Middle Pleistocene terrace deposits of the Rio Lis were identified at Quinta de Santa Clara, in the city of Leiria (central-western region of mainland Portugal). These deformed sediments were exposed during the execution of new road works ("Variante dos Capuchos") and presented a relevant content of an Acheulean lithic assemblage. Because of the ephemeral nature of the outcrops, a rescue archaeological excavation was carried out as well as a detailed study of the brittle and ductile structures affecting these fluvial deposits. These deformed sediments are located at a diapiric structure developed on ductile Upper Triassic-Lower Jurassic marls and silty clays, which may induce aseismic creep. The age, intensity and location of this tectonic deformation is particularly relevant because it potentially increases the regional seismic hazard, depending on whether the studied deformation is aseismic or related with major regional seismogenic faults that cross the site. If so, it significantly impacts the seismic risk assessment of Leiria city, with its 127,000 inhabitants.

Regional geological setting

The Leiria region is located in the Lusitanian Basin (LB), on the Western Iberian Atlantic Margin. This basin evolved under a predominately E-W extensional regime (Late Triassic to Early Cretaceous) by continental lithosphere thinning of the Variscan basement. The main extensional structures were controlled by pre-existent late-Variscan fault zones (NNE-SSW and NNW-SSE trending wrench faults), being reactivated as normal faults. Of particular relevance for the present work is the NE-SW trending Pombal – Leiria – Caldas da Rainha fault (PLCF), which worked as a major transfer zone

during the Mesozoic extensional regime, separating the LB northern sector from the LB central sector (e.g. Alves et al. 2003; Carvalho et al. 2005) (Fig. 1).

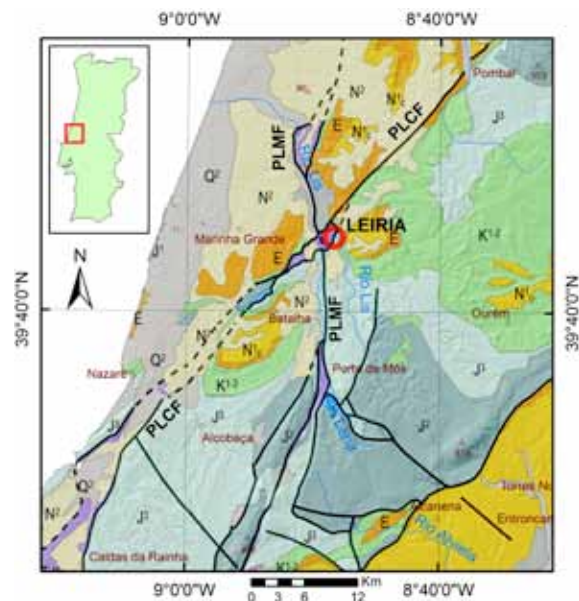


Figure 1: Geologic map of Leiria region (adapted from Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000, edição 2010, LNEG-LGM). J1, J2 – Jurassic; K1-2 – Cretaceous; E – Eocene; N1c, N2 – Neogene; Q2 – Quaternary. PLCF – Pombal – Leiria – Caldas da Rainha Fault; PLMF – Porto de Mós – Leiria – Monte Real Fault. Red Circle: city of Leiria

Since the middle Campanian (Late Cretaceous) there was a significant change in the interaction between adjacent lithosphere plates, with the onset of Eurasia-Nubia convergence in a roughly N-S direction leading to the development of the circum-Mediterranean Alpine Belt. In Iberia, the Alpine

orogeny is marked by a dominant compressive regime with the maximum compressive stress rotating from an approximately N-S direction, during Late Campanian to early Tortonian times, to a NW-SE direction after the middle Tortonian (e.g. Ribeiro et al. 1990; Srivastava et al. 1990; Cloetingh et al. 2002; De Vicente and Vegas 2009; De Vicente et al. 2011). The compressive stresses acted upon cratonic Iberia causing positive inversion of the Mesozoic rifted basins. In the LB, the NW-SE Miocene compression took place with particular intensity, leading to the tectonic inversion of previous extensional structures. (Ribeiro et al. 1990; Rasmussen et al. 1998). Some newly created thrusts were formed, trending ENE-WSW to NE-SW, sometimes cross cutting earlier faults, as it happened with the NW verging inverse reactivation of the PLCF (Ribeiro et al. 1990; Rasmussen et al. 1998).

In the LB, several salt diapirs occur associated with the lateral migration and rising of the Dagorda Formation (Upper Triassic to Hettangian), predominately composed of evaporite deposits (marls and silty clays). The diapiric structures exhibit different geometries, from simple salt pillows and anticlines to extruded diapirs, generally located over major fault zones of the Mesozoic extensional structuring. The relationship between salt tectonics and fault activity was already recognized by Zbyszewski (1959) and later confirmed in regional seismic reflection profiles acquired for oil exploration (e.g. Rasmussen et al. 1998). Halokinesis has started in the Early Jurassic, with a peak in the Late Jurassic – Early Cretaceous, associated with fault-controlled subsidence. Another peak occurred at the late Campanian, related to the initial stages of the alpine compression (e.g. Pena dos Reis 1983; Cunha and Pena dos Reis 1995), being later promoted by the Miocene compression and, particularly, by the inversion tectonics.

Further compressive pulses follow up to the present, leading to significant neotectonic activity (Cunha 1992; Cabral 1995, 2012; Ribeiro et al. 1996; Borges et al. 2001). This is regionally expressed by activity of major NE-SW faults, such as the PLCF, and N-S trending faults, such as the Porto de Mós – Leiria – Monte Real (PLMF), whose kinematics is still poorly constrained. Neotectonic activity is also expressed by deformation of diapirs, with evaporites being remobilized along the major faults (Cabral, 1995, 2012). The studied site and part of the Leiria town are located astride the Leiria diapir, at the crossing of the PLCF and PMLF tectonic structures.

The Capuchos-Quinta de Santa Clara site

The Capuchos-Quinta de Santa Clara site is located in Leiria, on the left bank of the Rio Lis (N39°44'41.7"; W008°49'007", WGS84) and comprises several outcrops of Middle Pleistocene fluvial terrace deposits and Upper Triassic to Hettangian marls (Dagorda Formation - DF). The terrace surface is located ca. 25-30 m above the modern river bed which is here at an elevation of ca. 27 m. According to the local 1/50 000 geological map (Teixeira et al. 1968) these fluvial deposits belong to

a Pleistocene Q3 terrace (+30-45 m) in between Q2 (at ca. +60-75 m) and Q4 (at ca. +10-20 m) terraces (see also, Texier and Cunha Ribeiro, 1991/92, Ramos, 2008).

The Q3 terrace has a maximum thickness of ca. 6.5 m at the site. It comprises fluvial facies associations that are organized in two fining upward depositional sequences, corresponding to channel infills. The lower one (1.5 m thick) comprises a basal gravel bed (ca. 0.2 m thick) and upper coarse sands showing through crossbed lamination. The upper sequence is 4.7 m thick and comprises a basal bed of gravel (up to 0.6 m thick; clasts up to 30 cm in size; quartzite – 90%, quartz – 10%) and an upper bed of brown reddish medium sand with a local intercalation of brown silt.

These fluvial deposits unconformably overlie massive reddish to dark-grey clayey marls of the Dagorda Formation, related to the Leiria diapir. In the basal gravel bed and in interbedded pebbly layers (mostly of the lower depositional sequence) it was collected an abundant lithic assemblage, mainly made in quartzite cobbles. This assemblage is composed mainly of large and small cores, some of the latest with centripetal technique, and a few large cutting tools. Among these tools were identified several picks, handaxes and bifaces, in general with the edges rounded and sometimes with a very balanced volumetric configuration. Such characteristics suggest the correlation of these lithic assemblage with the older Acheulean industry, also present in the base of correlative sedimentary formations known nearby (Texier and Cunha Ribeiro, 1991/92) (Fig. 2).



Figure 2: Some large cutting tools collected during the archaeological work carried out in the Capuchos-Quinta de Santa Clara site. Scale in centimeters.



Figure 3: Severely deformed (faulted and folded) Middle Pleistocene fluvial deposits overlying unconformably massive reddish to dark-grey clayey marls of the Dagorda Formation (Upper Triassic to Hettangian) related to the Leiria Diapir, at Capuchos-Quinta de Santa Clara site.



Figure 4: Reverse fault in Middle Pleistocene fluvial deposits that roots in Formação da Dagorda marls, at the same site.

In order to better constrain the age of the fluvial deposits and of the observed deformation, samples have been collected for absolute dating, namely by OSL (samples of coarse sands under measurement by the Nordic Laboratory for Luminescence Dating) and CRN (quartzite cobbles from a gravel level, not yet processed).

The local Quaternary deformation and seismotectonic implications

The fluvial deposits are intensely deformed, showing several faulted contacts with the Jurassic bedrock and an irregular folded pattern on top of buckled DF marls, which behave as highly ductile material under low strain rates (Fig. 3 and 4). Folding is evidenced by the tilting and warping of the fluvial sediments, that reach high dips (Fig. 3, white arrow), and, together with the effect of faulting, by the varying height at which the terrace basal surface occurs.

Faulting may be explained as a shortening mechanism associated to the buckling of the DF marls inside the Leiria diapir, with aseismic creep on superficial faults, and/or may represent brittle

deformation episodes at high strain rates, possibly induced (or transmitted) by faulting at depth.

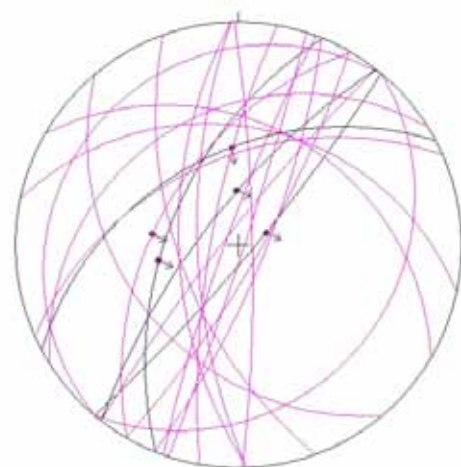


Figure 5: Stereographic projection (lower hemisphere) of measured fault planes (20) and striated slickensides (5), totaling 25 measurements.

The length of both regional faults that may be correlated with the studied local deformation, over several tens of kilometers long, implies a potential for generating Mw >6.5 earthquakes, representing a significant regional seismic hazard, particularly to the city of Leiria. Further active tectonics research around the studied site is thus considered very important for the characterization of the regional seismic risk.

The identified faulting of the fluvial sediments may in fact be the surface rupture expression of a deeply rooted major fault at the regional scale, with two potential candidates, namely the NE-SW trending Pombal – Leiria – Caldas da Rainha fault (PLCF) and the N-S trending Porto de Mós – Leiria – Monte Real fault (PLMF), which cross each other at the Leiria diapir and near the Quinta de Santa Clara site (Fig. 1).

The observed faults comprise high dipping faults showing vertical offsets, and lower dipping faults evidencing reverse movement component. The orientation of the measured fault surfaces shows significant dispersion (Fig. 5), although with a preferential NNE trend which is more compatible with the PLC fault. The few striated slickensides that where measured all show high pitch striae supporting a predominance of dip slip movement component, although mismatch of sediments facies across faulted contacts also suggests significant strike-slip in some of these.

Conclusions

The studied faulting may be explained as a local, superficial shortening mechanism after the amplification and verticalization of fold limbs inhibit further ductile deformation, and/or may represent brittle deformation episodes at high strain rates, possibly induced (or transmitted) by faulting at depth. It is interpreted a compressive regime with the maximum compressive stress in an approximately NW-SE direction.

Considering that the deformed fluvial deposits contain an Acheulean industry that has been dated as ca. 340 to 200 ka in other Portuguese sites (e.g. Cunha et al. 2017), as well as the height of the studied terrace above river bed in the regional framework of the fluvial terrace staircases in central Portugal (e.g. Cunha et al. 2016), both point to an age of late Middle Pleistocene to Present for the tectonic deformation that affects this terrace.

Acknowledgments: Publication supported by project FCT UID/GEO/50019/2013 - Instituto Dom Luiz. Contribution of Pedro Cunha through project FCT UID/MAR/04292/2013 (MARE).

References

- Alves, T.M., Manuppella, G., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. & Monteiro, J.H. (2003). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, 273-303.
- Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzeghoud, M. & Teves-Costa, P. (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337, 373-387.
- Cabral, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31, 265 pp.
- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 71-74.
- Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manuppella, G., Pereira, R. & Mendes-Victor, L. (2005). The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 427-453.
- Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000, edição 2010, LNEG-LGM, Lisboa. ISBN: 978-989-675-005-3
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Adriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. & Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 1041-1067.
- Cunha, P.P. (1992). *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 262 pp.
- Cunha, P.P. & Pena dos Reis, R. (1995). Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, 16, 155-170.
- Cunha, P.P., Martins, A.A. & Gouveia, M.P. (2016). As escadarias de terraços do Ródão à Chamusca (Baixo Tejo) – caracterização e interpretação de dados sedimentares, tectónicos, climáticos e do Paleolítico. *Estudos do Quaternário*, 14, 1-24.
- Cunha, P.P., Martins, A.A., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Raposo, L., Mozzi, P. & Stokes, M. (2017). New data on the chronology of the Vale do Forno sedimentary sequence (Lower Tejo River terrace staircase) and its relevance as a fluvial archive of the Middle Pleistocene in western Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 166, 204-226.
- De Vicente, G. & Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J.D. & Cunha, P.P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502, 1-2, 38-61.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R.; Matias, L. (1996). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15, (2), 641-659.
- Pena dos Reis, R. (1983). *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior - Miocénico de Portugal*. Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 404 pp.
- Ramos, A. (2008). *O Pliocénico e o Plistocénico da plataforma litoral entre o Cabo Mondego e a Nazaré*. Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 329 pp.
- Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbaek, O.V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal, *Tectonophysics*, 300, 199-255.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. & Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Le'vesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Teixeira, C., Zbyszewski, G., Assunção, C.F.T. & Manuppella, G. (1968). Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000 e Notícia explicativa da folha 23-C (Leiria). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Texier, J.-P. & Cunha Ribeiro, J.-P. (1991/92). Les formations quaternaires du bassin du Lis: leur importance pour la chronostratigraphie de l'acheuléen portugais. *Cadernos de Arqueologia*, Série II, 8-9, Braga, 7-30.
- Zbyszewski, G. (1959). Étude Structurel de L'Aire Typhonique de Caldas da Rainha. *Serv. Geol. Portugal*, Mem. 3, 184 pp.



ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA FALLA DE CREVILLENTE ENTRE LA SIERRA DE RICOTE Y LA CUENCA DE GUADIX- BAZA, CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL

Kinematic analysis of the Crevillente Fault between the Ricote Range and the Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera

C. Canora (1), J. Alonso-Henar (2), J.J. Martínez Díaz(2), G. Khazaradze (3), C. Sanz de Galdeano (4)

- (1) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049-Madrid. carolina.canora@uam.es.
(2) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.
(3) Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona.
(4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

Resumen/resumo: La Falla de Crevillente es una estructura de > 200 km y dirección N070°E que ha tenido una gran importancia en la evolución reciente de la Cordillera Bética Oriental. De acuerdo con la dirección de acortamiento regional actual (NNW-SSE a NNW-SSE), activa desde el Mioceno superior, la Falla de Crevillente presenta una orientación que dificulta una cinemática de desgarre para su movimiento. Sin embargo, se han descrito evidencias de movimientos dextrales, sinestrales e inversos a lo largo de la zona de falla. En este trabajo hemos calculado el elipsoide de deformación finita para la falla entre la Sierra de Ricote y la cuenca de Guadix-Baza. Para ello hemos realizado un análisis de los datos tectónicos de carácter cinemático encontrados en campo con el fin de comprender la dinámica reciente de la falla. El análisis cinemático apunta a que la zona se encuentra en el campo de la transpresión, cercana a la cizalla simple. Esto coincide con las últimas observaciones geodésicas, si bien se hace evidente la necesidad de continuar con el estudio recopilando más información sobre las estructuras pseudo-dúctiles y aumentando el tiempo de observación geodésica para obtener resultados más representativos.

Palabras clave: Falla de Crevillente, elipsoide de deformación, tectónica activa, GPS.

Abstract: The Crevillente Fault is a > 200 km-long N070°E structure in the southeast of the Iberian Peninsula. This fault has had a great importance in the evolution of the Betic Cordillera. According to the direction of current regional shortening in the eastern Betic (NNW-SSE), which takes place from the upper Miocene, the Crevillente Fault should be blocked or should have a reverse movement. However, the existence of dextral, left-lateral and reverses movements along the fault zone has been previously proposed. In this paper we have calculated the strain ellipsoid for the fault between the Sierra de Ricote and Guadix-Baza basin through a kinematic analysis of structural data collected in the field. The aim of this work is to understand the recent dynamics of the fault. Kinematic analysis suggests that transpression close to simple shearing is the dominant deformation mechanism in this area, which is also suggested by the recent geodetic observations. However, it is necessary to collect more information on pseudo-ductile structures and extend the geodesic observation time in order to complete the study.

Key words: Crevillente Fault, strain ellipsoid, active tectonics, GPS.

La Falla de Crevillente (FC) (Foucault, 1974) es una falla de desgarre de gran longitud (200 km) que se extiende desde la cuenca de Guadix-Baza hasta el Mar Mediterráneo (Fig. 1a). La FC, por sus dimensiones y continuidad, presenta, *a priori*, un potencial sísmico importante, y por ello es de gran interés la búsqueda e interpretación de estructuras de deformación neotectónicas (especialmente aquellas generadas bajo el campo de esfuerzos actual) que ayuden a caracterizar correctamente el grado de actividad actual de la falla. De acuerdo con la dirección de acortamiento regional actual en la Cordillera Bética Oriental (NNW-SSE) (Khazaradze *et al.* 2014), la FC estaría mal orientada para moverse con una cinemática de desgarre, sobre todo de tipo sinistral. Algunos autores describen en la FC movimientos de desgarre dextral pre-tortonense (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005). Estos autores interpretan un cambio a cinemática inversa o a su bloqueo a partir del Tortonense Inferior. Sin embargo, en otros trabajos se describen movimientos dextrales post-tortonenses (Canora y Martínez-Díaz, 2006) o de tipo inverso, en este caso afectando a materiales muy recientes, incluso Cuaternarios (Alfaro *et al.*, 2001). La variabilidad cinemática que encontramos en esta zona sugiere

una historia compleja del movimiento de la falla en época neotectónica.

La existencia de tres series sísmicas de relativa importancia en el entorno de la FC en los últimos 15 años (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005) sugiere un aumento significativo de la tasa local de actividad. La escasez relativa de grandes terremotos instrumentales asociados a la FC no implica, necesariamente, una baja peligrosidad sísmica, porque podría ser el reflejo del escaso tiempo que abarca el registro instrumental, el cual sería poco representativo del ciclo sísmico de la falla. De hecho, la peligrosidad sísmica de la FC está demostrada por la ocurrencia de sismos históricos destructivos en la intersección de esta con el valle del río Segura (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005) más bien resultaría el reflejo del escaso tiempo que abarca el registro histórico e instrumental al que se tiene acceso poco representativo geológicamente del ciclo sísmico de la falla.

En este trabajo se presenta un análisis cinemático de la zona de falla a partir de datos recopilados en campo en varias estaciones de medida repartidas a lo largo de la falla. El objetivo es determinar el elipsoide de deformación finita para el periodo neotectónico ligado al entorno inmediato de la FC y

así aportar información que permita entender el tipo de deformación a la que están sometidos los materiales en la zona y contribuir al conocimiento de la cinemática reciente de la FC. Estos resultados son

discutidos en el marco de la información de las velocidades de desplazamiento medidas geodésicamente en la zona de estudio y su entorno.

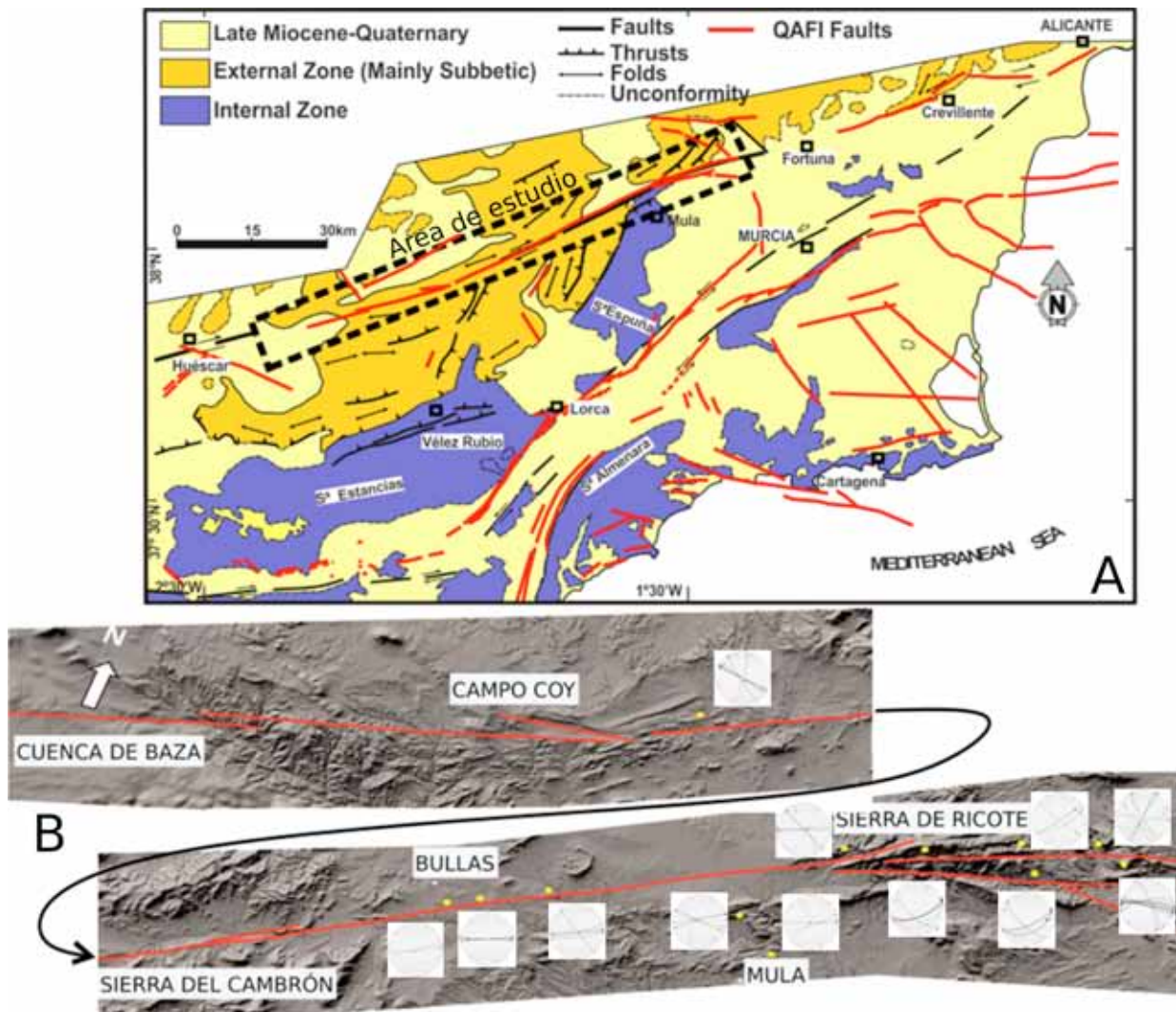


Figura 1. a) Mapa de las principales estructuras de la región de estudio. Se resaltan en color rojo las fallas con evidencias de actividad cuaternaria con las trazas de la base de datos QAFI v.3. (Quaternary Active Faults Database of Iberia; <http://info.igme.es/qafi/>). b) Cartografía de la falla de Crevillente sobre modelo digital de elevaciones basado en datos LIDAR que permite visualizar su expresión morfológica (ver situación en a). Los puntos amarillos marcan las estaciones de medida.

Figure 1. a) Map of the main structures of the study region. Faults with evidence of Quaternary activity are highlighted in red. The fault lines taken from the QAFI v. 3. (Quaternary Active Faults Database of Iberia; <http://info.igme.es/qafi/>), b) Detailed mapping of the Crevillente Fault line on a digital elevation model based on LIDAR data (see location in a). The yellow dots mark the measuring stations.

MARCO GEOLÓGICO

La FC es fácilmente reconocible desde las proximidades de Alicante hasta la cuenca de Guadix, (Fig. 1a) aunque en algunos puntos se encuentra cubierta por depósitos del Mioceno Superior o más recientes y por los denominados Olistostromas Subbéticos. En este sector, la FC discurre a lo largo de las Zonas Externas con una dirección aproximada de N070°E. La FC hace de límite entre el Subbético interno al sur y el Subbético Medio al norte (Loiseau, 1988) y limita depresiones y relieves a ambos lados de su traza lo que indica que no parece haber inducido movimientos verticales importantes (Fig. 1b). La FC presenta un elevado buzamiento en superficie, tal y como demuestra lo rectilíneo de su traza. La gran longitud y anchura de la zona de falla,

su papel fundamental en el movimiento hacia el oeste de las unidades del dominio de Alborán y la actividad sísmica asociada indican que estamos ante una estructura de importancia regional que atraviesa toda la corteza.

La zona de estudio se encuentra entre la Sierra de Ricote y la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 1). En este sector, la FC afecta a sedimentos miocenos y materiales más antiguos del Subbético. La expresión más clara de la falla en superficie la encontramos entre las poblaciones de Mula y Bullas, donde varias trazas están afectando sedimentos del Tortonense (Velando y Paquet, 1974). En esta zona aparecen margas, limos y arenas poco consolidados donde los escarpes de falla no se conservan. A pesar de ello, existen contactos verticales entre estos materiales

que indican la presencia de fallas (Sanz de Galdeano y Bufo, 2005). Al oeste de Bullas destaca como marcador fundamental de la actividad neotectónica la depresión de Tarragoya, formada por materiales recientes, del Mioceno y Plioceno. Estos materiales son principalmente yesos, margas, conglomerados y calizas y presentan claras discordancias progresivas internas asociadas a movimientos sin-sedimentarios de la FC. La distribución espacial de las unidades sedimentarias miocenas y posteriores en la zona de estudio está estrechamente controlada por la FC y por fallas secundarias (N 090-110° E). Canora-Catalán y Martínez-Díaz (2006) identificaron gran cantidad de deformaciones en los yesos messinienses y basculamientos que afectan a la red fluvial que apoyarían una vigencia de la actividad de la falla durante tiempos pliocuaternarios.

A grandes rasgos puede decirse que la FC presenta una estructura interna compleja, una abundante fracturación secundaria y que ha ejercido un evidente control sobre la morfología y la evolución de la sedimentación miocena, pliocena y cuaternaria de la región.

ANÁLISIS CINEMÁTICO

La interpretación del elipsoide de deformación se ha realizado usando datos de fallas recopilados en Sanz de Galdeano y Bufo (2005), así como con nuevos datos tomados a lo largo de la Falla de Crevillente, entre la Sierra del Ricote y la cuenca de Guadix-Baza, en 12 estaciones medidas en materiales miocenos (Fig. 1b). La mayor parte de los datos medidos son desgarres oblicuos con buzamiento alto.

Para calcular la orientación de los ejes del elipsoide de deformación finita hemos procesado los datos de deslizamiento en fallas con el *software* FaultKin (Allmendinger et al. 1994). Para cada estación de medida hemos calculado la distribución de Bingham (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger et al. 1994), y asumimos que la orientación de los ejes de máxima deformación incremental de acortamiento y extensión para cada falla forman un ángulo de 45° con respecto al polo del plano de falla y están situados sobre su plano de movimiento.

En nueve de las 12 estaciones estudiadas la orientación de los ejes es muy similar, estando el eje intermedio de la elipse en la vertical, el máximo acortamiento con una dirección entre N130°-150°E, y el máximo estiramiento con una dirección entre N220°-240°E (Fig. 1b).

Debido a la uniformidad que presentan las orientaciones de los ejes de deformación finita, hemos procedido a hacer un análisis conjunto de todos ellos (130 datos de deslizamiento en fallas; Fig. 2a) para así obtener la orientación y forma del elipsoide de deformación finita promedio para la Falla de Crevillente. El elipsoide de deformación así obtenido tiene un eje de máximo estiramiento (ϵ_1) orientado N229°E y subhorizontal (3° de inmersión), un eje intermedio (ϵ_2) N060°E subvertical (86°) y un eje de máximo acortamiento (ϵ_3) N319°E horizontal (Fig. 2b).

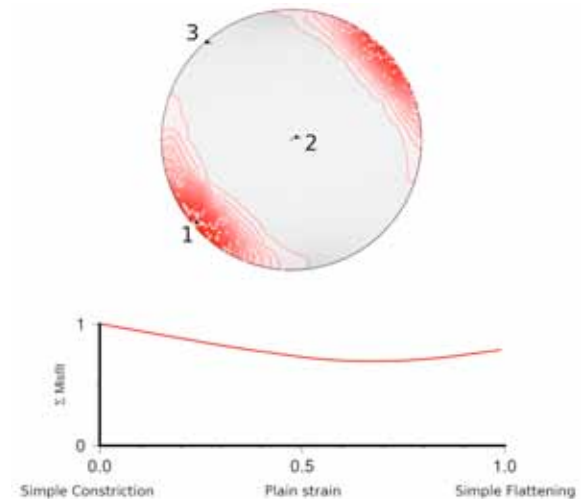


Figura 2. a) Representación en proyección estereográfica (hemisferio inferior) de las fallas y orientación (b) y forma (c) del elipsoide de deformación obtenido

Figure 2. a) Stereoplot (lower hemisphere) of studied faults and orientation (b) and shape (c) of the inferred strain ellipsoid.

La forma del elipsoide de deformación se ha calculado de forma iterativa usando lenguaje de programación Bash y Python. Se asume que la orientación de la estría de falla es paralela a la máxima deformación por cizalla en el plano de falla. Así, la forma del elipsoide resulta determinante a la hora de conocer la máxima deformación que resulta en el plano. Una vez calculada la orientación de los ejes en el espacio, y manteniéndola constante, se varía la forma de la elipse iterativamente, desde prolato puro (constricción simple) hasta oblato puro (aplanamiento simple), y se calcula la suma de las diferencias entre la máxima deformación por cizalla resuelta sobre el plano de falla y la estría medida (dato de campo). Asumimos como forma del elipsoide de deformación finita aquella para la cual la suma de las diferencias es la menor. El cálculo iterativo para constreñir la forma del elipsoide alcanza su máximo ajuste en un valor $0,6 < D < 0,7$, siendo $D = (\epsilon_2 - \epsilon_3) / (\epsilon_1 - \epsilon_3)$. Esto implica un elipsoide en el campo del aplastamiento con el eje intermedio en la vertical (Fig. 2c).

ANÁLISIS GPS

Como se puede observar en la figura 3, los datos de velocidades geodésicas de Echevarría (2015) y Echevarría et al. (2015) apoyan que la FC presenta en la actualidad diferencias cinemáticas a lo largo de su traza. Las velocidades GPS de las estaciones occidentales, sobre todo AREZ, CARA, CRVC y MORA, son coherentes con cierta componente dextral. En el sector más oriental, entre las estaciones JMIA y ALAC podría observarse algo de desplazamiento sinistral. En el sector central las estaciones PILA y ABAN presentan características muy distintas, tanto en orientación (forman un ángulo muy alto con la FC) como en magnitud. Echeverría (2015) las interpreta como posibles efectos de la influencia de la falla de Socovos y, en todo caso, apoyarían una cinemática inversa.

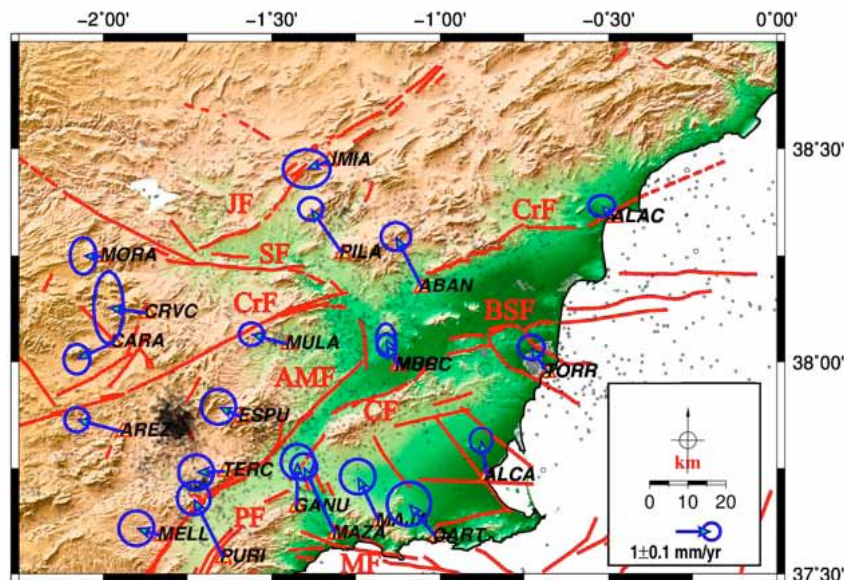


Figura 3. Velocidades GPS referidas al oeste de Europa con elipses de confianza del 95%. Las líneas rojas son las fallas activas cuaternarias tomadas de la QAFI (García-Mayordomo et al., 2012). SF- Falla de Socovos; JF- Falla de Jumilla; CrF- Falla de Crevillente; BSF-Falla del Bajo-Segurat; CF- Falla de Carrascoy AMF- Falla de Alhama de Murcia; PF- Falla de Palomares; MF- Falla de Moreras.

Figure 3. Combined SGPS and CGPS velocity field in western Europe reference frame with 95% confidence ellipses. Red thick lines indicate Quaternary active faults from QAFI (García-Mayordomo et al., 2012). SF-Socovos fault; JF-Jumilla fault; CrF-Crevillente fault; BSF-Bajo-Segura fault; CF-Carrascoy fault; AMF-Alhama de Murcia fault; PF-Palomares fault; MF-Moreras fault.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Existe gran uniformidad en las orientaciones obtenidas en casi todas las estaciones de medida, lo cual podría estar indicando cierta homogeneidad en el mecanismo de deformación a lo largo de la zona de cizalla en esta sección de la FC.

El elipsoide resultante tiene su mejor ajuste en el campo del aplastamiento. Sin embargo, el eje intermedio de deformación se encuentra en la vertical. Teniendo en cuenta que la dirección de la zona de cizalla es N070°E y la orientación del máximo acortamiento en la horizontal es N139°E, y asumiendo un flujo monoclinico (tipo Sanderson y Marchini, 1984) interpretamos que hay un movimiento dextral con cierta componente transpresiva en esta zona de falla. Esto está en consonancia con los datos de GPS referidos a esta sección de la FC, si bien estos últimos deben ser consolidados con un aumento del tiempo de observación geodésica.

Por otro lado, conviene destacar que gran parte de las fallas medidas tiene buzamientos altos, y que hay gran cantidad de deformación pseudo-dúctil en esta región, como la formación de pliegues y fibras de yeso en la unidad de yesos y margas messinienses (Canora-Catalán y Martínez-Díaz, 2006), que podrían estar absorbiendo parte del acortamiento en un proceso de partición de la deformación y que no es considerado en este análisis. A pesar del buen ajuste que presentan los datos, un análisis de la deformación pseudo-dúctil asociada a la Falla de Crevillente es imprescindible en un futuro para una rigurosa interpretación de la deformación de la región.

Agradecimientos: Este trabajo está parcialmente financiado por el proyecto de investigación CGL2017-83931-C3-1-P: QUAKE-STEP

REFERENCIAS

- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y López Casado, C. (2001). Paleoliquefaction in the Bajo Segura basin (eastern Betic Cordillera). *Acta Geológica Hispánica*, 36, 233-244.
- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A., y Cladouhos, T. (1994). *FaultKin v. 4.3.5. A program for analyzing fault-slip data on a Macintosh computer*. © Absoft Corp., 1988-2004.
- Canora-Catalán, C. y Martínez-Díaz, J.J. (2006). Indicadores estructurales y morfológicos de deformaciones postmiocenas en el sector occidental de la Falla de Crevillente (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 39, 71-74.
- Echeverría, A. (2015). *GPS present-day kinematics of the eastern Betics, Spain*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 163.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Masana, E. (2015). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics* 663, 302-309. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.009
- Foucault, A. (1974). *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 pp.
- Khazaradze, G., Echeverría, A. y Asensio, E. (2014). Present-day crustal deformation field of the Iberian Peninsula estimated by GPS measurements. *Física de La Tierra*, 26, 35-46.
- Loiseau, L. (1988). *Le segment Archena-Mula de l'Accident Northbetique (Espagne). Ses relations avec la sedimentation néogène; implications structurales*. Tesis Doctoral, Univ. Orsay, Paris-Sud, 192 pp.
- Sanderson, D. y Marchini, W.R.D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2005). From strike-slip to reverse reactivation: The Crevillente Fault System and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geológica Acta*, 3, 241-250.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 8, 973-986.
- Velando, F., Paquet, J. (1974). *Mapa Geológico de España, Scale 1:50.000, no. 911. Cehegín*. Instituto Geológico y Minero de España.



LA ZONA DE FALLA DEL VALLE BAJO DEL TAJO: FUENTE DE GRANDES TERREMOTOS HISTÓRICOS DE PORTUGAL

The Lower Tagus Valley Fault Zone as seismic source of great historical earthquakes in Portugal

C. Canora (1), S. Vilanova (2), J. Fonseca (2) y G. Besana-Ostman (3).

(1) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. C/ Francisco Tomás y Valiente, 7. 28049-Madrid. carolina.canora@uam.es

(2) Centre for Natural Resources and the Environment (CERENA). Instituto Superior Técnico (IST). Av. Rovisco Pais, 1. 1049-001-Lisbon.

(3) Seismotectonics and Geophysics Group, Technical Services Center, Bureau of Reclamation. Denver, Colorado.

Resumen/resumo: El valle bajo del Tajo ha sufrido grandes terremotos históricos. Algunos de los cuales, como los terremotos de 1531 y 1909, han causado enormes daños personales y materiales. En este trabajo se ha tratado de determinar la fuente sísmica de dichos terremotos con el objetivo de determinar el riesgo sísmico que existe en esta zona de Portugal. Mediante el análisis del modelo digital del terreno basado en datos LIDAR, el estudio geomorfológico y el estudio paleosísmico de la Zona de Falla del Valle Bajo del Tajo (ZFBT) se han identificado y cartografiado fallas activas, y se han registrado sedimentos afectados por al menos un terremoto de edad histórica. Consideramos pues que el evento que registramos en la trinchera puede corresponder con el sismo de 1531 o con el de 1909, lo que marcaría a la ZFBT como una de las más importantes fuentes sísmicas de la Península Ibérica.

Palabras clave: Terremotos de 1531 y 1909, Península Ibérica, Zona de Falla del Valle Bajo del Tajo, Paleosismología.

Abstract: *The Lower Tagus River Valley has been affected by severe historical earthquakes as those that occurred in 1531, and 1909. These two events have caused many casualties and extensive damage. In this work we have tried to determine the seismic source of these earthquakes in order to improve the seismic hazard assessment in this part of Portugal. Despite the difficulty in identifying recent deformation structures in the area, we have been able to identify and map some active faults along the Tagus Valley through the analysis of the digital terrain model based on high-resolution LIDAR data. The subsequent geomorphological and paleoseismic studies of the Lower Tagus Valley Fault Zone (LTVFZ) have led to the identification of recent sediments affected by, at least, one historical seismic event. We consider that the event we recorded in the trench may correspond to the 1531 or 1909 earthquake, which would point to the LTVFZ as one of the most important seismic sources of the Iberian Peninsula.*

Key words: 1531 and 1909 earthquakes, Iberian Peninsula, Lower Tagus Valley Fault Zone, Paleoseismology.

En el Valle bajo del Tajo han ocurrido a lo largo de la historia varios terremotos destructivos, destacando de entre ellos el de enero de 1531 y el de abril de 1909. Estos dos terremotos provocaron enormes pérdidas personales y materiales a lo largo del río Tajo y en la ciudad de Lisboa. Esta zona de Portugal es especialmente sensible a los eventos sísmicos pues en ella se concentra un gran porcentaje de la población del país. Además, el valle del Tajo supone un área crucial para las comunicaciones y transportes de Portugal y es un motor económico debido a la existencia de numerosas industrias. Ha habido algún intento de atribuir estos terremotos a las fallas que encontramos en la zona (Justo y Salwa, 1998; Cabral et al., 2004; Vilanova y Fonseca, 2004; Cabral et al., 2013; Baptista et al., 2014) pero existe una gran controversia en este sentido.

La asociación de fallas concretas a determinados eventos históricos es enormemente importante a la hora de definir el riesgo sísmico de una zona y para la caracterización de las fuentes sísmicas. En este artículo queremos proponer a la Zona de Falla del Valle Bajo del Tajo (ZFBT) como la posible fuente sísmica de dos de los mayores terremotos destructivos que ha sufrido la Península Ibérica en los últimos 600 años. Para ello se ha llevado a cabo un análisis de la distribución de intensidades, tanto

del evento de 1531 como del de 1909, un análisis morfotectónico de la zona de estudio y un análisis paleosísmico de una trinchera realizada en la rama oeste de la ZFBT.



Figura 1. Modelo digital del terreno de valle bajo del Tajo.
Figure 1. Digital terrain model of the Lower Tagus Valley.

Sismicidad histórica

El Valle bajo del Tajo ha experimentado una sismicidad histórica significativa, marcada por grandes terremotos como los de 1344, 1531, 1858 y 1909. Dos de estos eventos, el terremoto de 1531 y el de 1909, alcanzaron, e incluso superaron, intensidades de IX en algunos puntos del valle (Figuras 2 y 3).

El terremoto del 26 de enero de 1531 es considerado como uno de los mayores que ha sufrido Portugal en su historia. A pesar del tiempo transcurrido, se tiene constancia de que este evento produjo más de 1000 muertos en la ciudad de Lisboa (Volg, 1985). En otras localidades como Vila Franca de Xira o Castanheira se estima que el 10% de su población murió a causa del terremoto, y en ciudades como Azambuja, Almeirim o Santarém las crónicas hablan de incontables muertos (Justo y Salwa, 1998). En la figura 2 se puede observar la distribución de intensidades que hemos realizado en este trabajo con datos de Justo y Salwa (1998). Estos autores indican que el terremoto debió tener una magnitud de entre 6.5 y 7.0.

El terremoto del 23 de Abril de 1909 se produjo al noreste de Lisboa (Figura 3), en la localidad de Benavente, donde fue sentido con una intensidad de X (MM) (Teves-Costa y Batlló, 2011). El terremoto de 1909 fue el mayor sismo ocurrido de la Península Ibérica durante el siglo XX. Causó numerosas víctimas mortales, además de importantes daños materiales, y produjo un gran número de fenómenos de licuefacción en los sedimentos fluviales a lo largo del valle del Tajo. A este evento se le ha asignado una magnitud momento de 6.0 (Stich et al., 2005; Teves-Costa y Batlló, 2011) a partir de los sismogramas disponibles y al análisis macrosísmico.

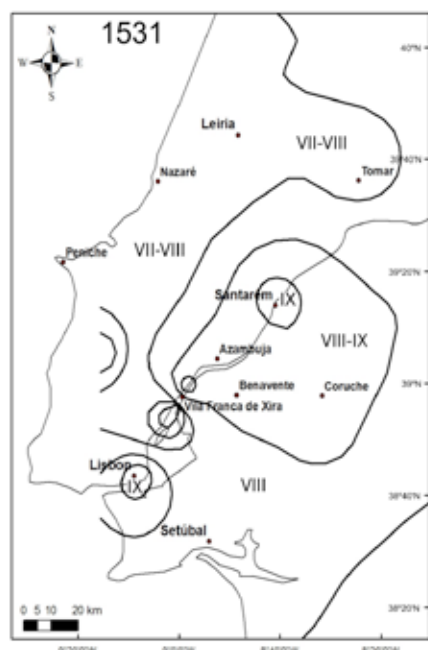


Figura 2. Mapa de isosistas del terremoto de 1531. Datos de intensidades procedentes de Justo y Salwa (1998).
Figure 2. Isoleismal map of the 1531 earthquakes. Intensity data from Justo and Salwa (1998).

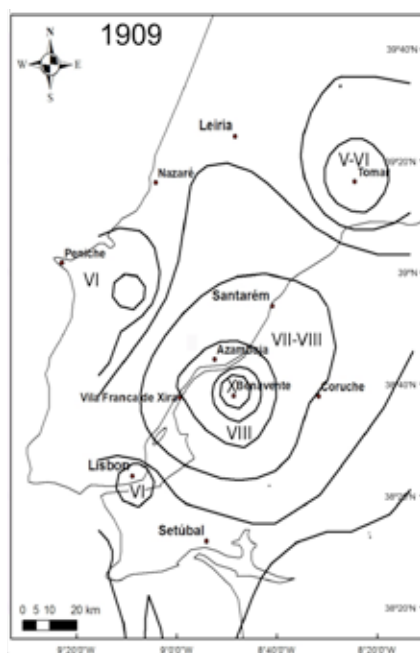


Figura 3. Mapa de isosistas del terremoto de 1909. Datos de intensidades procedentes de Teves-Costa y Batlló (2011).

Figure 3. Isoleismal map of the 1909 earthquakes. Intensity data from Teves-Costa and Batlló (2011).

La Zona de Falla del Valle Bajo del Tajo

La ZFBT es considerada una estructura reactivada que se formó durante la orogenia varisca debido a la colisión entre Laurasia y Gondwana (Arthaud y Matte, 1975). Existe una gran controversia en cuanto a la cinemática actual de la falla. La ZFBT ha sido considerada como una falla normal (Moreira, 1985; Ribeiro et al., 1996), como una falla inversa (Cabral, 1993) y como un desgarre (Fonseca, 1989; Fonseca y Long, 1991; Besana et al., 2012; Canora et al., 2015). La expresión en superficie de la falla es bastante sutil. En general, la identificación de estructuras activas a lo largo del valle bajo del Tajo es compleja debido, posiblemente, a la gran capacidad de erosión/sedimentación del río y a la moderada actividad sísmica de la zona de falla. Esto hace que las evidencias de la tectónica activa en la superficie queden enmascaradas por la dinámica fluvial.

A pesar de ello, se han identificado estructuras activas a ambos lados del valle del Tajo (Besana-Ostman et al., 2012; Canora et al., 2015), mediante el análisis de la fotografía aérea y del modelo digital del terreno y los estudios de campo, que han llevado a la realización de una cartografía detallada de la zona de falla (Figura 4), donde se han identificado dos ramas principales limitando el valle del Tajo a ambos lados, y a estudios de detalle tanto geomorfológicos como paleosísmicos. Con los estudios de detalle no solo hemos podido corroborar la actividad de esta zona de falla sino también identificar al menos un terremoto de edad histórica.

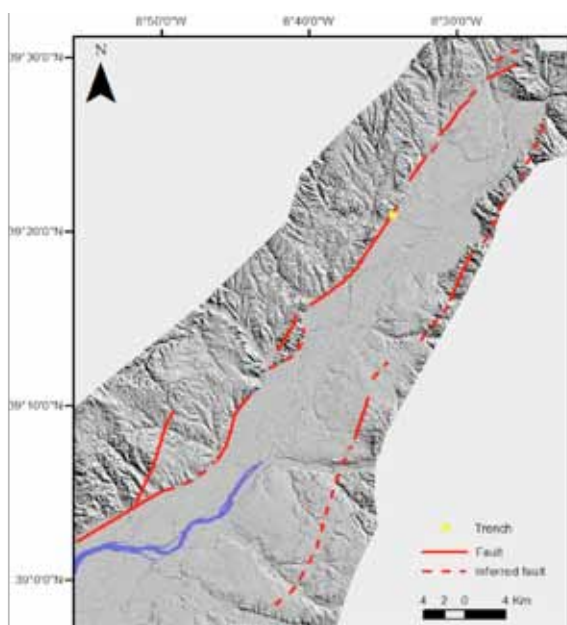


Figura 4. Cartografía de las dos ramas de la ZFBT sobre el modelo digital del terreno de 5 metros de resolución. La ZFBT limita el valle del Tajo a ambos lados del río.

Figure 4. Map of the west and east strand of LTVFZ on the 5 meters resolution digital terrain model. The LTVFZ limits the Tajo valley on both sides of the river.

Paleosismología

Basándonos en las cartografías anteriormente publicadas sobre la ZFBT (Besana-Ostman et al., 2012; Canora et al., 2015), para el estudio paleosísmico se han revisado las trazas de la zona de falla con el análisis del modelo digital del terreno basado en datos LIDAR de alta resolución (2 metros de resolución). Como ya hemos apuntado, la gran modificación del paisaje que presenta la zona es debida a la dinámica fluvial pero también a la alta actividad antrópica. Si además tenemos en cuenta que la actividad de la zona de falla es moderada (con velocidades para la zona de falla entre 0.1 y 0.24 mm/año según los distintos autores; Cabral et al., 2013; Canora et al., 2015), es entonces congruente que el registro de las rupturas en superficie sea escaso o incluso nulo. Sin embargo, se han identificado evidencias de actividad de la zona de falla como escarpes en materiales cuaternarios, ríos desplazados y encajados en las trazas de la falla y terrazas fluviales basculadas.

El análisis geomorfológico llevado a cabo concluyó con la identificación de varios puntos susceptibles de ser objeto de estudio paleosísmico. Posteriormente se realizaron varias trincheras en algunos de esos puntos con el objetivo de identificar estructuras activas. Una de estas trincheras realizada en la rama oeste de la ZFBT (ver Figura 4 para localización) mostró evidencias de rupturas recientes en los materiales sedimentarios fluviales del valle. Estos materiales se dataron mediante C14 obteniendo edades congruentes (Tabla I). En las dos paredes de la trinchera (Figura 5) podemos observar como los limos y arenas fluviales están afectados por, al menos, un evento de rotura, y posiblemente dos.

Tabla I. Edades de radiocarbono de las muestras tomadas en la trinchera.

Muestra	Edad calibrada cal yr. BP
S12	300 - 60
S04	340 - 290
S06	420 - 390

Edad de radiocarbono convencional antes del presente (AD 1950). Laboratorio: Beta Analytic Radiocarbon Dating Conventional radiocarbon ages before present (AD 1950). Laboratory: Beta Analytic Radiocarbon Dating

El primero de estos eventos estaría afectando a los materiales arenosos coloreados de azul en la figura 5 y tendría una edad posterior a S06 (Tabla I). El segundo evento estaría afectando también a los materiales de arenas superiores cuya edad está delimitada por las muestras S04 y S12 (Tabla I). Las edades obtenidas para los materiales afectados por la deformación nos indican que estamos ante terremotos históricos que podrían corresponder tanto al terremoto de enero de 1531 como al terremoto de abril de 1909.

Discusión y conclusiones

Debido a la dificultad a la hora de identificar estructuras activas y evidencias de actividad tectónica reciente a lo largo del valle del Tajo, el análisis del modelo digital de terreno con datos LIDAR de alta resolución ha sido fundamental para la realización de los estudios paleosísmicos en la zona. Estos trabajos nos hablan de la existencia de fallas activas afectando a materiales muy recientes, sedimentos fluviales de menos de 600 años, y señalan a la ZFBT como la responsable de eventos históricos que pueden corresponder con los terremotos de Enero de 1531 y Abril de 1909.

Los mapas de isosistas que hemos generado con los datos de intensidades de estos dos terremotos históricos (Figura 2), podrían también estar apuntando a la ZFBT como la fuente sísmica principal en el valle del Tajo. La posición de la trinchera paleosísmica con respecto a la distribución de intensidades de ambos eventos históricos nos hace pensar que los registros paleosísmicos de la trinchera pueden ser debidos a algunos de los dos terremotos históricos de la zona o a ambos, si bien habría que realizar más estudios para determinar este extremo de manera más clara.

Consideramos muy importante que se continúen los estudios de caracterización de la ZFBT para conocer mejor la dinámica de esta estructura y su potencial sísmico debido a que se encuentra en una zona especialmente sensible de Portugal y a su más que posible relación con terremotos históricos destructivos.

Agradecimientos: La financiación para la realización del estudio ha corrido a cargo del proyecto europeo SERA (Seismology and Earthquake Engineering Research Infrastructure Alliance for Europe), número de identificación 730900.

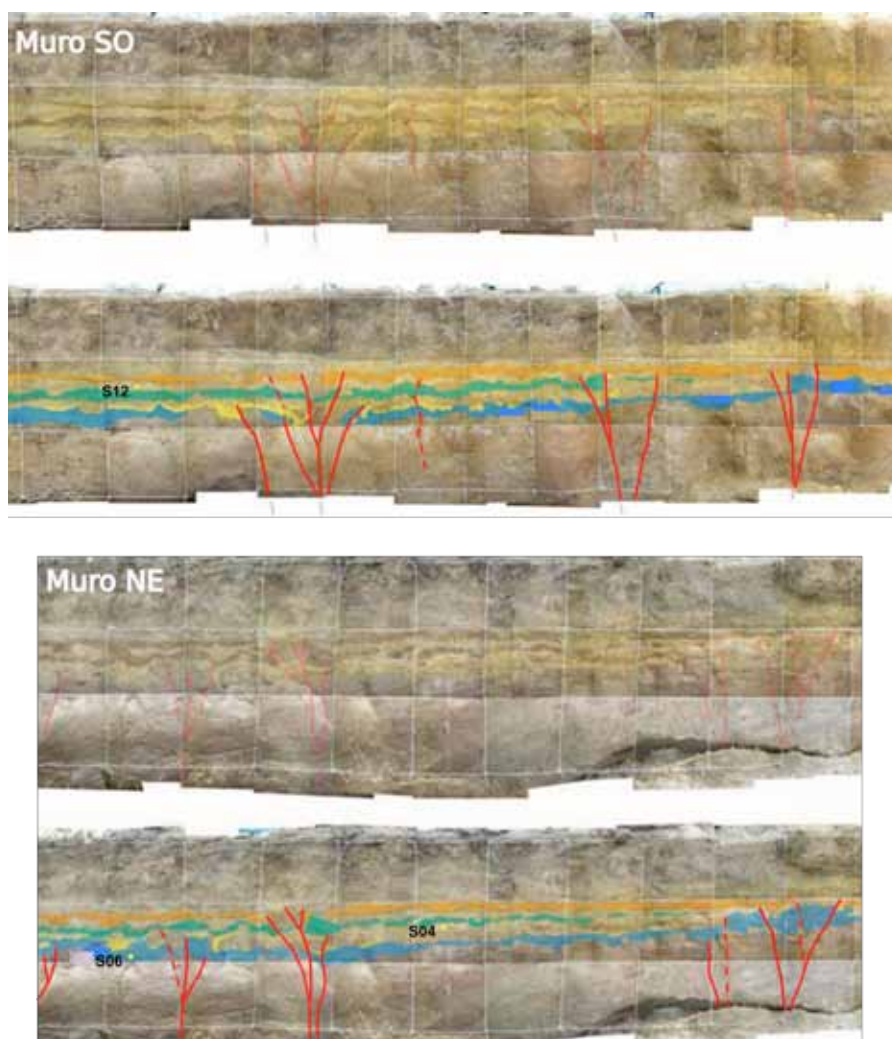


Figura 5. Fotomosaico de las paredes de la trinchera paleosísmica realizada sobre la ZFBT. La malla está colocada cada medio metro.

Figure 5. Photo mosaic of trench walls on LTVFZ with identified sedimentary layers and fault traces. The net is half meter.

Referencias bibliográficas

- Arthaud, F., Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1305–1320.
- Baptista, M.A., Miranda, J.M., Batlló, J. (2014). The 1531 Lisbon Earthquake: A Tsunami in the Tagus Estuary? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104 (5), 2149–2161.
- Besana-Ostman, G.M., Vilanova, S.P., Nemser, E.S., Falcao-Flor, A., Heleno, S., Ferreira, H., Fonseca, J.F.B.D. (2012). Large Holocene Earthquakes in the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal. *Seismol. Res. Lett.* 83, 67–76.
- Cabral, J. (1993). *Neotectónica de Portugal Continental* (Ph.D Thesis) Universidade de Lisboa, Portugal.
- Cabral, J., Ribeiro, P., Figueiredo, P., Pimentel, N., Martins, A. (2004). The Azambuja fault: an active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal). *J. Seismol.* 8, 347–362.
- Cabral, J., Moniz, C., Batlló, J., Figueiredo, P., Carvalho, J., Matias, L., Teves-Costa, P., Dias, R., Simão, N. (2013). The 1909 Benavente (Portugal) earthquake: search for the source. *Nat. Hazards* 69, 1211–1227.
- Canora, C., Vilanova, S.P., Besana-Ostman, G.M., Carvalho, J., Heleno, S., Fonseca, J.D. (2015). The Eastern Lower Tagus Valley Fault Zone in central Portugal: Active faulting in a low-deformation region within a major river environment. *Tectonophysics* 660, 117–131.
- Fonseca, J.F.B.D. (1989). *Seismicity and Regional Tectonics of the Estremadura, Southwestern Portugal*. PhD Thesis, Instituto Superior Técnico, Lisbon, 153 pp.
- Fonseca, J.F., Long, R.E. (1991). Seismotectonics of SW Iberia: a distributed platemargin? In: Mezcua, J., Udias, A. (Eds.), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region Memoir 8*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp. 227–240.
- Justo, J.L., Salwa, C. (1998). The 1531 Lisbon earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 319–328.
- Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P., Morales, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophys. J. Int.* 162, 850–858.
- Teves-Costa, P., Batlló, J. (2011). The 23 April 1909 Benavente earthquake (Portugal): macroseismic field revision. *J. Seismol.* 15 (1), 59–70.
- Vilanova, S.P., Fonseca, J.F.B.D. (2004). Seismic hazard impact of the Lower Tagus Valley Fault Zone (SW Iberia). *J. Seismol.* 8, 331–345.
- Vogt, J. (1985). Revision d'Anciens Seismes Ibero-Maghrebins In: (Levet A., editor) *Les Effects du Seisme de Lisbonne du 1er Novembre 1755 sur le Territoire Marocain*. Esquisse des Intensités Maximales observés Dues aux Grands Seismes Ibero-Maghrebins, Commissariat a l'Energie Atomique, France.



EL CABALGAMIENTO DE CAMEROS-DEMANDA: ¿UNA FALLA ACTIVA?

The Cameros-Demanda Thrust (Northern Iberian Chain, Spain): an active fault?

A.M. Casas y J.L. Simón

Dpto. Ciencias de la Tierra - Grupo de Investigación Geotransfer (Instituto Universitario de Ciencias Ambientales). Universidad de Zaragoza, c/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, jsimon@unizar.es

Resumen: El cabalgamiento de Cameros-Demanda, situado en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica, no presenta indicadores de actividad relacionados con estructuras en depósitos cuaternarios. Sin embargo, la distribución geográfica de los sismos en la zona permite interpretar que la mayor parte de ellos están asociados a dicha estructura. Dentro de este grupo de sismos se encuentran algunos tan significativos como los de Arnedillo 1817, Turruncún, 1929, y Aguilar, 1961, de intensidades VII-VIII. Dicha actividad, continuada actualmente en sismos de menor magnitud, así como la existencia de movimientos de ladera posiblemente desencadenados por la misma, aconseja considerar el cabalgamiento de Cameros-Demanda como una falla activa.

Palabras clave: cabalgamiento activo, sismo, deslizamiento

Abstract: *The Cameros-Demanda Thrust, located in the westernmost sector of the Iberian chain, does not show particular indicators of tectonic activity related to structures in Quaternary or recent deposits. However, the geographic distribution of seismicity in the area indicates that most earthquakes are associated with this large-scale structure. Among them, there are significant ones such as the 1817, Arnedillo earthquake (intensity: VIII), and, more recently, the Turruncún and Aguilar earthquakes (Intensity: VII-VIII). This activity, which continues nowadays in other lower intensity seismic movements, and in surface processes (mainly large-scale landslides and rockslides) probably triggered by seismic movements, suggests that the Cameros-Demanda Thrust should be considered as an active fault.*

Key words: *active thrust, earthquake, landslide*

Los criterios para definir la actividad reciente de las fallas se basan tanto en indicadores de deformaciones cuaternarias como en la existencia de sismicidad asociada a las mismas. Ambos revisten una cierta problemática, ya que en el primero de los casos las deformaciones en depósitos cuaternarios o los criterios geomorfológicos no son muchas veces evidentes, sobre todo en zonas con escasa actividad, y pueden pasar desapercibidos hasta que se abren nuevos afloramientos o se dispone de nuevas dataciones. En el segundo caso, el moderado registro de sismicidad histórica en la Península Ibérica hace que algunas fallas activas puedan haber pasado desapercibidas, por ser la sismicidad asociada a las mismas relativamente escasa y por no contar con una precisión espacial suficiente en la localización de los focos para poder atribuirlos a una determinada fuente sísmica (Lafuente et al., 2014; Simón et al., 2017). Los errores de localización están en el entorno o por encima de 5 km, tanto en la horizontal como en profundidad (González, 2017).

El Cabalgamiento de Cameros-Demanda es la estructura más relevante formada durante la compresión Cenozoica en la Cordillera Ibérica. Presenta un desplazamiento horizontal máximo de unos 30 km hacia el norte y un salto en la vertical que se aproxima a los 5 km (Guimerà y Alvaro, 1990; Casas-Sainz, 1993). Su continuidad longitudinal es de más de 100 km y presenta un buzamiento de 20-30°S (Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992). En el sector más occidental (Sierra de la Demanda), el zócalo paleozoico cabalga sobre los materiales cenozoicos (Eoceno-Mioceno) de la cuenca del Ebro. En el sector oriental (Sierra de Cameros) el bloque

superior está constituido por materiales mesozoicos. En este caso, el nivel de despegue principal del cabalgamiento son las evaporitas del Triásico superior (facies Keuper). La geometría general del cabalgamiento es relativamente sencilla, con una lámina intermedia de materiales mesozoicos invertidos en el sector de la Sierra de la Demanda y una separación en dos superficies de rotura en el sector oriental: la meridional corresponde a la inversión de la falla cretácica, mientras que la septentrional es un cabalgamiento ciego subhorizontal situado a profundidades de entre 1000 y 2000 m, cuya expresión en superficie es el anticlinal de Arnedo.

En una transversal norte-sur del cabalgamiento (Casas-Sainz et al., 2000) se observa el papel relevante que ha jugado el nivel de despegue. En la mitad norte de la estructura la existencia de este nivel ha permitido el desarrollo de un rellano de bloque superior que abarca más de 20 km en la horizontal. Hacia el sur de la misma (y coincidiendo el límite con la divisoria de aguas Ebro-Duero y con el *cut-off* del mesozoico del bloque inferior) el cabalgamiento involucra sólo a rocas paleozoicas.

En cuanto a la edad de los movimientos, el cabalgamiento de Cameros-Demanda tuvo un máximo de velocidad durante el Oligoceno superior (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997), con una dirección de transporte dominante hacia el NNW en el sector occidental, variando hacia NE, con partición de la deformación, en el sector oriental (Casas-Sainz et al., 2017). Ambas direcciones son compatibles con la dirección de S_{hmax} que caracteriza el campo de esfuerzos actual (Herraiz et al., 2000). La edad de la

deformación, determinada a partir de las relaciones con las unidades sintectónicas, se extiende hasta el Vallesiano (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

Las estructuras post-orogénicas asociadas al cabalgamiento de Cameros no son especialmente significativas. Mención especial merece la cubeta de Villarroya, rellena con sedimentos pliocenos y limitada por fallas normales de salto hectométrico, (Pueyo et al., 2016). La extensión tardía, aunque no de forma generalizada, ha sido citada como responsable de la formación de fallas normales, de dirección aproximada E-W, en el sector occidental de la Cuenca del Ebro (Casas et al., 1994).

La distribución de la sismicidad en el Surco Riojano de la Cuenca del Ebro y en las Sierras de Cameros-Demanda resulta significativa, ya que la mayor parte de los focos se sitúan en del bloque superior del cabalgamiento, incluyendo el anticlinal de Arnedo (Figura 1). Es también revelador el hecho de que se concentren especialmente en el sector de cambio entre la zona en que el despegue basal está en el Triásico y la zona sur en que el cabalgamiento corta rocas paleozoicas. Desgraciadamente, la poca precisión de los datos de profundidad de sismos no permite puntualizar en relación con estos cambios.

En el sector oriental de la Sierra de Cameros sí que se observa un cierto patrón de alineaciones de epicentros, con dirección NW-SE, que coincide con una de las pocas líneas de fracturación existentes en el bloque superior del cabalgamiento. Durante el Cenozoico, esta alineación correspondió a un corredor de cizalla dextra que, junto con el borde norte de la cuenca, definen una zona de relevo compresivo. Esta orientación es similar a la de otras fallas activas en el sector norte de la Cordillera Ibérica (Casas-Sainz et al., 2017), que permiten inferir la influencia de las grandes fallas de zócalo (zonas de debilidad) en la actividad sísmica.

Los datos históricos de la actividad sísmica se limitan a los dos últimos siglos (aunque hay citas referentes a un terremoto en 1601 en Arnedillo), y han sido explorados a partir de numerosas fuentes, tanto documentales como de indicios *in situ* (Rey Pastor, 1931; Moreno, 1988; Martín Escorza, 2005; Muntión Hernández, 2017). Destaca el terremoto de Arnedillo de 1817, y otros más recientes (Turruncún, 1929, y Aguilar, 1961), todos ellos con intensidades VII-VIII). Los desperfectos ocasionados por los movimientos sísmicos son reconocibles en algunos monumentos, especialmente en el valle del Cidacos. El registro instrumental permite reconocer sismos de magnitud baja, pero por el momento no hay suficiente resolución como para establecer un patrón profundidad/geometría del cabalgamiento (Figura 2).

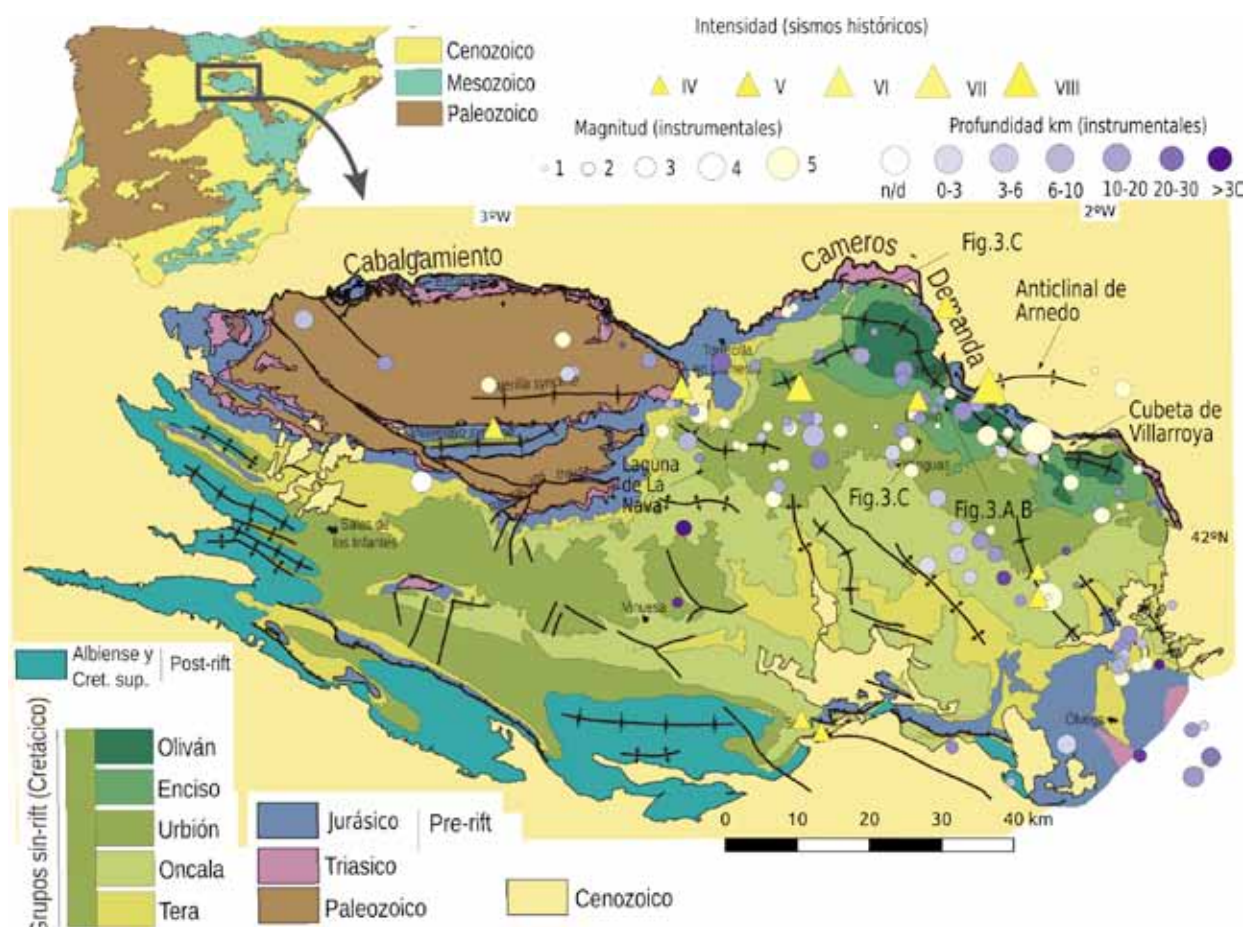


Figura 1: Distribución de la sismicidad en el sector occidental de la Cuenca del Ebro y el bloque superior del cabalgamiento de Cameros-Demanda. Fuente: Instituto Geográfico Nacional. Base geológica modificada de Casas-Sainz et al. (2017).

Figure 1. Earthquake distribution in the western sector of the Ebro Basin and hangingwall-block of the Cameros-Demanda thrust. Data from Instituto Geográfico Nacional (Spain). Geological framework from Casas-Sainz et al. (2017).

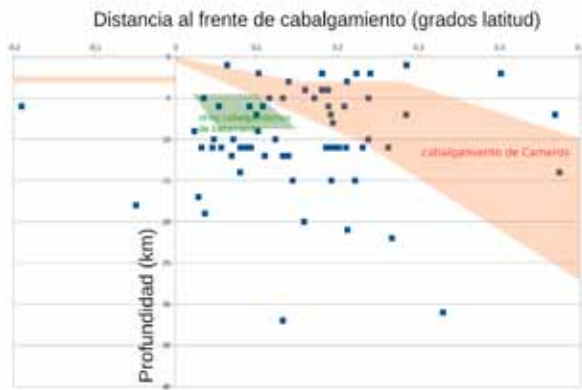


Figura 2. Representación en corte N-S de la profundidad frente a la latitud de los sismos asociados al cabalgamiento de Cameros-Demanda. Se indican los márgenes de profundidad en los que se sitúa el cabalgamiento, de acuerdo con las reconstrucciones de Casas-Sainz y Simón-Gómez (1992).

Figure 2. N-S Depth-latitude plot for the earthquakes associated to the Cameros-Demanda thrust. Depth of the thrust surface as constrained from geometrical reconstructions by Casas-Sainz and Simón-Gómez (1992).

Un tipo de indicadores que nos ofrecen información sobre la existencia de terremotos no documentados son los grandes deslizamientos. Los movimientos de

ladera que comportan volúmenes importantes y que en condiciones estáticas presentan factores de seguridad mayores de 1 pueden estar relacionados con actividad sísmica (Figura 3). Las estructuras más importantes de este tipo se localizan en el Valle del Cidacos (con implicaciones en la construcción de embalses; Casas et al., 2016, 2017), aunque se han reconocido también en otros lugares de la cuenca (Sanz Pérez et al., 2016).

Por otra parte, existen algunas estructuras recientes con expresión morfológica en el margen norte de las Sierras de Cameros, que originalmente fueron interpretadas en términos de tectónica activa (Casas et al., 1993) y más recientemente como debidos a actividad kárstica (Carbonel et al., 2013). En realidad, dichas estructuras encajan mejor con una tipología de grandes deslizamientos rotacionales que sólo pueden ser activos en determinadas condiciones dinámicas, y que abarcan volúmenes de decenas de hectómetros cúbicos. Lo mismo puede aplicarse al deslizamiento que creó la laguna de la Nava, situada a media ladera en el valle del Iregua, en relación a un deslizamiento de 1 km de longitud difícilmente explicable sin una activación sísmica.

La sismicidad histórica e instrumental asociada al bloque de Cameros permite interpretarlo en su

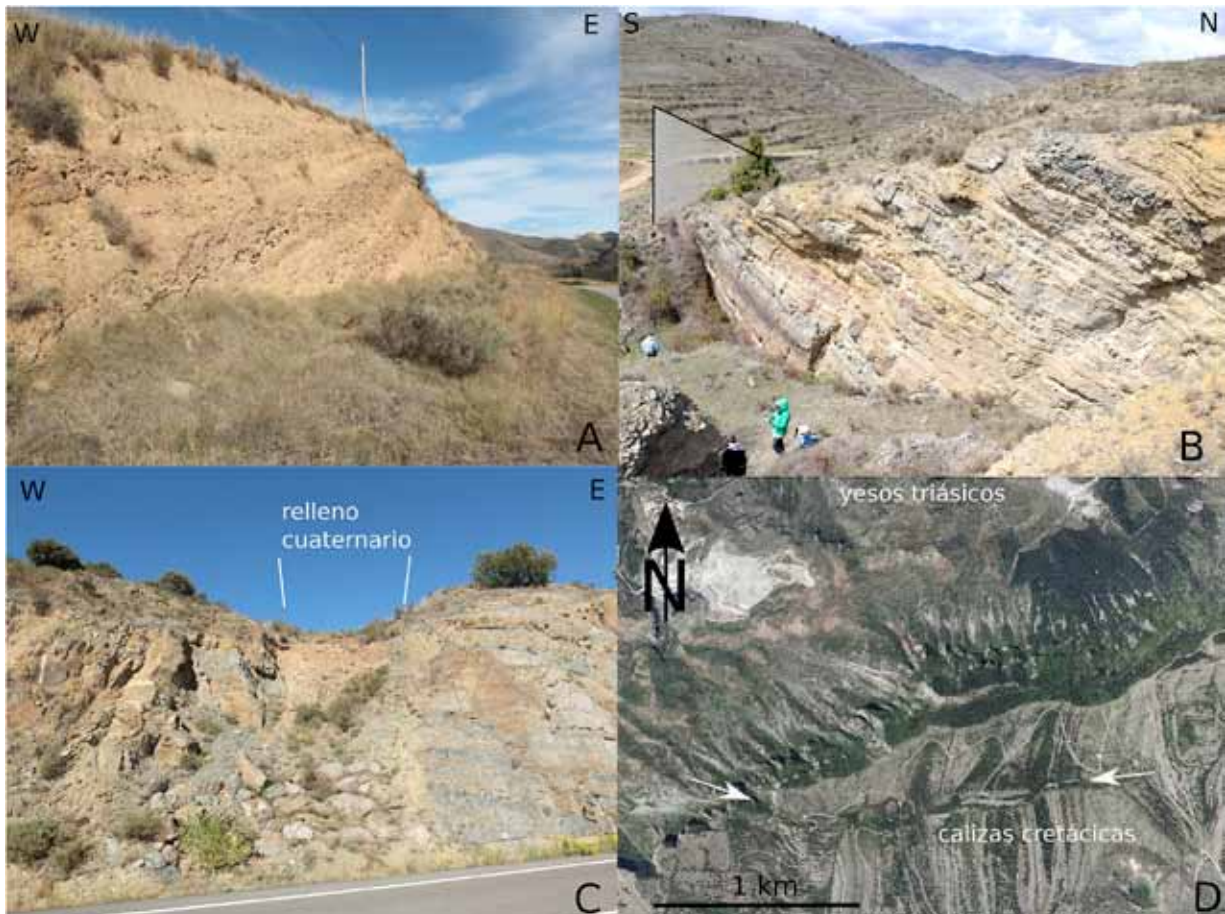


Figura 3. Aspectos de deformaciones recientes en movimientos de ladera relacionados probablemente con sismicidad. A. Terraza basculada en Las Bargas (Enciso). B. Grieta de grandes dimensiones en el interfluvio Cidacos-Manzanares, término de Munilla. C. Grieta rellena de material reciente en una de las laderas del embalse de Enciso. D. Escarpes de falla en dirección Este-Oeste asociados a la dinámica de ladera en Zenzano.

Figure 3. Recent deformation related to earthquake-triggered landslides. A. Quaternary tilted terrace in the Cidacos Valley (Las Bargas, Enciso). B. Large-scale open crack in the divide between the Cidacos and Manzanares rivers (Munilla). C. Filled crack on the slopes of the Enciso reservoir. D. E-W fault-like scarp parallel to the topography and probably related to slope dynamics at Zenzano.

conjunto como una zona sismogénica. Como tal se considera al conjunto de los macizos de Cameros y Demanda (Zona 25) en el modelo de Zonas Sismogénicas de Iberia (ZESIS) propuesto por el IGME (<http://info.igme.es/zesis/>).

Sin embargo, a falta de datos de mecanismos focales y de un control más preciso de la distribución 3D de los focos sísmicos, este hecho no significa que el régimen de su movimiento durante época reciente sea el mismo que tuvo el cabalgamiento en la etapa compresiva del Mioceno. De hecho, durante el Plioceno los juegos observados en la cubeta de Villarroja son de falla normal, y puede que reactiven segmentos del cabalgamiento. Dado el buzamiento del plano en el sector oriental del macizo (en torno a 30°), serían mecánicamente posibles reactivaciones de la superficie de falla con movimiento tanto inverso como normal o direccional. Entornos cercanos como el Pirineo muestran que a pesar de la dominancia de estructuras compresivas, durante las etapas actuales esas mismas fallas inversas (u otras en su misma localización) han rejugado como normales (caso de la sismicidad inducida por el embalse de Itoiz).

En resumen, de acuerdo con las evidencias presentadas, creemos que el cabalgamiento de Cameros debe ser considerado como una estructura activa, cuyo movimiento necesita una caracterización más precisa mediante mecanismos focales que permitan conocer el régimen tectónico en el que se está moviendo. Su ubicación en un contexto de transición, dentro de la Península Ibérica, entre la zona con régimen claramente extensional durante el Mioceno superior-Cuaternario y el sector en que todavía reviste importancia la compresión horizontal (o la extensión uniaxial; De Vicente y Vegas, 2009) hace que esta zona tenga una importancia crítica, de cara a la caracterización del estado de esfuerzos reciente.

Agradecimientos: Agradecemos los comentarios y observaciones al manuscrito original realizados por Álvaro González y Luis Arlegui. Trabajo financiado por Gobierno de Aragón y FEDER (Geotransfer).

Referencias bibliográficas

- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J. & Rodríguez, V. (2013). Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). *Geomorphology*, 189, 93-108.
- Casas-Sainz, A. M. (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3), 202-216.
- Casas-Sainz, A. M., Cortés-Gracia, A. L. & Maestro-González, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19(2), 258-289.
- Casas, A. M., Gil, I., Leránz, B., Millán, H. & Simón, L. (1994). Quaternary reactivation of flexural-slip folds by diapiric activity: example from the western Ebro Basin (Spain). *Geologische Rundschau*, 83(4), 853-867.
- Casas, A.M., Gil-Peña, I. & Simón-Gómez, J.L. (1993). La fracturación distensiva cuaternaria en el sector occidental de la Cuenca del Ebro. In: El Cuaternario de España y Portugal, vol. 2, Instituto Tecnológico Geominero de España, 675-681.
- Casas Sainz, A.M., Muniesa, P., Pocoví, A., Pueyo, O. & Revuelto, C. (2016). Las presas de Enciso y Terroba (La Rioja): dos fracasos, dos desastres, dos riesgos. *El Ecologista*, 87, 45-47.
- Casas Sainz, A. M., Muniesa, P., Pueyo, Ó., Pocoví, A. & Revuelto, C. (2017). La presa de Enciso. Certificado de defunción para el valle del Cidacos. *Piedra de Rayo*, 50, 8-23.
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J. J., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C. & Osácar, M. C. (2017). Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros-Demanda thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 106(3), 1023-1055.
- Casas-Sainz, A. M. & Simón-Gómez, J. (1992). Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14(5), 521-530.
- De Vicente, G. & Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1), 124-143.
- González, Á. (2017). The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *J. Seismol.*, 21, 435-471.
- Guimerá, J., & Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(2), 339-348.
- Herraiz, M., De Vicente, G. D., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J. L., González-Casado, J. M., ... & Cabañas, L. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4), 762-786.
- Lafuente, P., Arlegui, L. E., Liesa, C. L., Pueyo, Ó. & Simón, J. L. (2014). Spatial and temporal variation of palaeoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 632, 167-187.
- Martín Escorza, C. (2005). El sismo de 18 de Marzo de 1817 en La Rioja. *Kalakorikos*, 10, 327-334.
- Moreno, J. (1988). Balneario de los Baños de Arnedillo. *Monografías de Aguas Minerales y Minero medicinales*. Real Academia Nacional de Farmacia, monografía XIV, 65 p.
- Muntión Hernández, C. (2017). El terremoto de Arnedillo de 1817. *Piedra de Rayo*, 50, 24-31.
- Muñoz-Jiménez, A. & Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65-85.
- Pueyo, E. L., Muñoz, A., Laplana, C. & Parés, J. M. (2016). The Last Appearance Datum of Hippurion in Western Europe: magnetostratigraphy along the Pliocene-Pleistocene boundary in the Villarroja Basin (Northern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 105(8), 2203-2220.
- Rey Pastor, A. (1931). El sismo de la Rioja del 18 de febrero de 1929. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, (31), 467-474.
- Sanz Pérez, E., Menéndez-Pidal, I., Aires, R. G., López-Querol, S. & Pascual-Arribas, C. (2016). Historical earthquake parameters by geological and seismic site analysis: the 1908 Cerbón earthquake (Spain). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(3), 1251-1271.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A., 2017. Assessing interaction of active extensional faults from structural and paleoseismological analysis: The Teruel and Concud faults (eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 103, 100-119.



EL SISMO DE ACAMBAY, MÉXICO, DEL 19/11/1912 ($M \approx 7.0$): ANÁLISIS DE DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN EL PLANO DE FALLA Y TRANSFERENCIA DE ESFUERZOS COSÍSMICOS SISMOGRAMAS HISTÓRICOS DE PAPEL AHUMADO

The 19/11/1912 ($M \approx 7.0$) Acambay, México earthquake: analysis of the slip distribution over the fault plane and coseismic stress transfer based on historical smoked paper seismograms

D. Corona-Fernández (1,2) y M. A. Santoyo (2)

- (1) Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México UNAM. México. geofisica.corona@gmail.com
(2) Instituto de Geofísica Campus Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México UNAM. Antigua Carretera Pátzcuaro 8701, Morelia 58190, Michoacán, México. santoyo@geofisica.unam.mx

Resumen/resumo: El sismo de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ($M \approx 7.0$) es uno de los terremotos someros intraplaca más grandes del último siglo registrados en la zona central de México. Éste produjo una dislocación vertical superficial máxima de aproximadamente 0.5 m, con evidencia de ruptura en superficie de aproximadamente 40 Km. El sismo fue registrado en 23 componentes de sismógrafos mecánicos en las seis estaciones sismológicas existentes en aquel momento en México. En 2016, sólo 17 componentes de registros originales en papel ahumado en cinco estaciones, pudieron ser recuperados. Mediante la digitalización, corrección y conversión a desplazamiento real de dichos registros, calculamos la distribución de deslizamientos en el plano de falla a través de la inversión numérica de las formas de onda de desplazamiento en cuatro de las cinco estaciones. Con base en esta, calculamos los mapas de transferencia de esfuerzos de Coulomb, evaluados en dirección de las fallas adyacentes.

Palabras clave: Sismo de Acambay, sismogramas históricos, inversión de fuente sísmica, esfuerzos de falla de Coulomb.

Abstract: The November 19, 1912, Acambay earthquake ($M \approx 7.0$) is one of the largest shallow, intraplate, earthquakes that has been registered in central Mexico. This earthquake produced a maximum vertical coseismic dislocation of 0.5m, with an approximate 40Km long evidence of surface rupture. The earthquake was recorded in 23 vertical and horizontal components of mechanical seismographs, at the six existing seismological stations already installed during that time in Mexico. By 2016, only 17 original smoked paper recordings were recovered, from five out of six existing stations. By mean of the digitization, correction and conversion to real ground displacement of the available recordings, we computed the slip distribution along the rupture fault plane, through a formal numerical inversion of displacement waveforms from four out of five stations. Based on the slip distributions, we computed the Coulomb stress transfer maps, resolved along the adjacent active faults.

Key words: Acambay earthquake, historical seismograms, seismic source inversion, Coulomb failure stress.

INTRODUCCIÓN

El 5 de septiembre de 1910 se inauguró en México el Servicio Sismológico Nacional. El proyecto original contemplaba la instalación de cerca de 60 estaciones sismológicas en todo el país, conformadas por una estación sismológica central, seis estaciones de primer orden y al menos 50 estaciones de segundo orden. El proyecto de la Red Sismológica Mexicana (RSM) no pudo realizarse totalmente debido al acaecimiento de la Revolución Mexicana, conflicto social armado iniciado el 20 de noviembre de ese mismo año. Sin embargo, entre 1910 y 1912 se lograron instalar seis de las estaciones contempladas, incluyendo en total 18 instrumentos con 29 componentes. Actualmente existen aún 7 sismógrafos en la antigua estación central de Tacubaya, constituyendo el servicio sismológico más antiguo de América.

El sismo de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ($M \approx 7.0$), 19.93°N - 99.83°W (Singh et al., 2011), ha sido uno de los terremotos someros intraplaca más grandes del último siglo ocurridos en el centro de México, y fue uno de los sismos mejor registrados en 1912 por los instrumentos de la RSM. La localización original obtenida por el SSN en 1912 ubicó el epicentro a 6.0 Km al suroeste de Acambay. Este evento produjo una ruptura superficial de ~ 40.0 Km de longitud (Fig. 1) a lo largo de la falla Acambay-Tixmadejé (Urbina y Camacho, 1913). Dicha falla es

parte un sistema de fallas normales con un deslizamiento promedio de 0.17 mm/año (Langridge et al., 2000), y se ubica al norte del graben de Acambay con orientación Este-Oeste (e.g. Suter et al., 1995). Este sistema se enmarca en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y se extiende, a partir de esta localidad, aproximadamente 150 Km al oeste.

Este terremoto fue registrado en papel ahumado por 23 componentes tanto verticales como horizontales, de sismógrafos mecánicos Wiechert y Bosh-Omori, instalados en las seis estaciones sismológicas existentes en aquel momento en México: Guadalajara, Mazatlán, Mérida, Oaxaca, Tacubaya y Zacatecas. En 2016, desafortunadamente sólo 17 de los 23 registros originales en papel ahumado, de cinco de las seis estaciones instaladas, pudieron ser recuperados. Adicionalmente al extraordinario reporte realizado por Urbina y Camacho (1913), varios autores han estudiado diversas características de este sismo (e.g. Astiz, 1980; Suter et al., 1995; Langridge et al., 2000; Singh et al., 2011; Rodríguez-Pascua et al., 2012); sin embargo, ninguno de los estudios previos ha realizado análisis basados en las formas de onda de los registros originales de papel ahumado. En este trabajo calculamos la distribución de deslizamientos en el plano de falla mediante la inversión de las formas de onda de desplazamiento, en cuatro de las seis estaciones de la red RSM. Para este fin, las series de tiempo de las formas de onda de dichos registros se digitalizaron, corrigieron y

convirtieron a desplazamiento real del terreno. Con base en estas inversiones, se calcularon los mapas de transferencia de esfuerzos de Coulomb, resueltos en las direcciones de las fallas activas adyacentes.

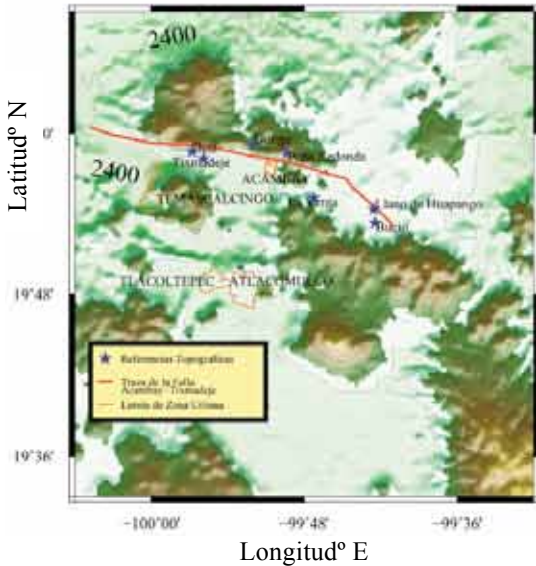


Figura 1. Mapa de localización del sismo de Acambay del 19/11/1912. La línea roja continua muestra la traza superficial de ruptura mapeada por Urbina y Camacho (1913). *Figure 1. Location map of the Acambay 19/11/1912 earthquake. Red continuous line shows the surface rupture trace mapped by Urbina and Camacho (1913).*

DATOS Y SU PROCESAMIENTO

Como resultado de la búsqueda de los registros originales, así como de la investigación bibliográfica, se encontraron 17 de los 23 sismogramas originales, registrados en las 6 estaciones de la RSM: ocho de la estación central de Tacubaya (seis horizontales y dos verticales), tres de la estación Zacatecas (dos horizontales y un vertical), tres de la estación Guadalajara (dos horizontales y un vertical), dos de la estación Mérida (los dos horizontales) y uno de la estación Oaxaca (vertical). Debido a la magnitud del sismo, varios de estos registros se encuentran incompletos o en su caso saturados, como ocurre en los registros ahumados del sismógrafo Wiechert horizontal de 17.0 mil kg, donde el movimiento del terreno fue tan fuerte que el estilete salió de tambor de registro y sólo se grabó el primer impulso en ambos componentes.

Primeramente, todos los sismogramas originales se escanearon con una resolución de 1,200 píxeles por pulgada (ppp). A causa de las heterogeneidades en el trazo y el ahumado del papel, los sismogramas se digitalizaron manualmente en orden ascendente del tiempo. Con el fin de obtener las series de tiempo del movimiento del terreno con muestreo temporal constante y debido a la naturaleza mecánica de los sismógrafos y a las posibles imprecisiones debidas a la digitalización, se realizaron las siguientes correcciones en todas las señales digitalizadas.

Corrección por línea base, inclinación y curvatura: Se corrigieron las señales digitalizadas por desviación de la línea base e inclinación de la traza, eliminado la línea base de cada sismograma causada por la

digitalización o por desviaciones mecánicas de los instrumentos. La línea base se corrigió tomando en cuenta distintos intervalos de tiempo, y restando a cada segmento la media aritmética (e.g. Iwan et al., 1985). En los registros donde se observó una inclinación angular respecto al eje del tiempo, ésta se corrigió con base en el ángulo de la tendencia lineal promedio. La recuperación de los tiempos y la corrección por curvatura de los sismogramas se realizó con base en la metodología propuesta por Grabovec y Allegretti (1994). En ésta, los tiempos corregidos por curvatura para un punto dado del sismograma, $Q(x,y)$, se obtienen con base en las coordenadas (x,y) del punto Q , la línea base cero en el sistema de digitalización, la longitud del estilite del sismógrafo y la velocidad de rotación del tambor de registro. La única incógnita no recuperable a partir del sismograma es en este caso el parámetro de la longitud del estilite. En el actual Museo de Geofísica de la UNAM (antigua estación central de Tacubaya), se exhiben todos los instrumentos que operaba la RSM en 1912. Gracias a esto, todas las longitudes pudieron ser medidas directamente en cada uno de los sismógrafos. Adicionalmente, se aplicó a todos los sismogramas un ajuste por mínimos cuadrados para restringir la positividad temporal de la corrección por curvatura, a fin de asegurar que las trazas sísmicas cumplieran la condición de incremento en tiempo del movimiento del terreno. Una vez corregidas, las series de tiempo se remuestrearon a 100 muestras por segundo (sps) mediante un algoritmo de interpolación spline cúbico. En la Figura 2, se muestra un ejemplo de uno de los sismogramas verticales procesado.

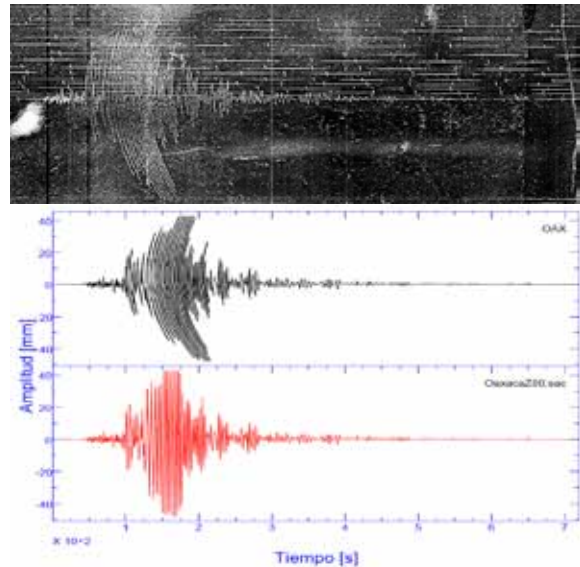


Figura 2. Arriba: Sismograma original del Wiechert de 1300 Kg en la estación Oaxaca. Abajo: Sismograma digitalizado sin correcciones (negro) y sismograma corregido y remuestreado a 100sps (rojo). *Figure 2. Upper part: Original seismogram 1300 Kg Weichert from Oaxaca station, scanned to 1200ppp. Lower part: Digitized seismogram without corrections (black) and corrected and resampled seismogram to 100sps (red).*

Corrección por respuesta instrumental: Para obtener los desplazamientos reales del terreno, se aplicó a las series de tiempo ya corregidas una deconvolución en frecuencia para extraer del registro la respuesta instrumental. Dicho procedimiento se realizó con base en la metodología propuesta por

Brüistle et al., (2014) para sismógrafos mecánicos. En este caso, la función de transferencia de dichos instrumentos puede expresarse mediante:

$$|H(\omega)| = A \frac{\omega^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4d_s^2 \omega_0^2 \omega^2}}$$

donde $d_s = (\pi^2 + \ln^2 \epsilon)^{\frac{1}{2}} \ln \epsilon$; ϵ = es la razón de amortiguamiento del instrumento; $\omega_0 = (\frac{1}{T} * 2\pi)$ es la frecuencia angular, T es el periodo natural del instrumento sin amortiguar, y A es un factor de calibración independiente de la frecuencia. Los parámetros anteriores se recuperaron a partir de los reportados por Urbina y Camacho (1913). Para evitar inestabilidades numéricas, en el proceso de deconvolución se utilizó un nivel de agua del 30% de la amplitud máxima para cada componente.

METODOLOGÍA

Para la inversión de la distribución de deslizamientos las funciones de Green y sismogramas sintéticos se calcularon para una fuente con ruptura doble par y un modelo 3D de corteza estratificada, mediante el método del Número de Onda Discreto (DWN) descrito por Bouchon (1979). El modelo de velocidades utilizado (Tabla 1) se obtuvo a partir de las inversiones tomográficas de onda S de corteza para el centro de México (Spica et. al., 2016).

Profundidad	V_p ($\frac{Km}{s}$)	V_s ($\frac{Km}{s}$)	ρ ($\frac{Kg}{m^3}$)
0.0	4.0	2.0	2.2
3.0	4.4	2.5	2.4
4.5	5.5	3.3	2.6
15.0	6.2	3.6	2.75
32.5	6.9	4.0	2.9
50.0	7.4	4.4	3.1

Tabla1. Estructura de velocidades usada en este trabajo.
Table1. Crustal velocity model used in this work

Se consideró en este caso un plano extendido de falla de 64x24 Km en las direcciones de rumbo y buzamiento respectivamente, discretizado en 96 subfallas de 4.0x4.0 Km. Cada subfalla se representó mediante una fuente de doble par localizada en su centro geométrico. Se definió para el plano de ruptura un mecanismo focal con $\phi=102^\circ$ en dirección del rumbo y $\delta=70^\circ$ en el buzamiento (Suter et al., 1995). El ángulo de deslizamiento se asumió puramente normal (Suter et al., 1995). La inversión lineal se realizó con base en la formulación propuesta por Mendoza y Hartzell (1989), donde los registros observados y los sismogramas sintéticos forman un sistema de ecuaciones sobredeterminado de la forma $Ax=b$, donde A es una matriz que contiene los sismogramas sintéticos, b es un vector que contiene las observaciones y x es el vector de pesos que representa la cantidad de deslizamiento en cada subfalla. El sistema se resuelve mediante mínimos cuadrados no negativos usando la descomposición de Householder, e imponiendo una condición de suavidad espacial adicional sobre el plano de falla. Al ser una inversión lineal, la velocidad de ruptura de asume constante, siendo ésta aproximadamente el 70% de la velocidad máxima de propagación de onda S del modelo de velocidades (e.g. Aki y Richards, 2002), y ~90% de la velocidad de onda S local. Así mismo, la función de tiempo de la fuente para cada subfalla se asume

constante, lo cual significa que cada subfalla puede deslizarse solo una vez durante la ruptura.

Esfuerzos de falla de Coulomb. Con base en los resultados de la distribución de deslizamientos, se calcularon los mapas de transferencia de esfuerzos de Coulomb, evaluados en las direcciones de deslizamiento preferente de las fallas en la región circundante, mediante la relación: $\Delta CFS = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma$, donde $\Delta \tau$ es el esfuerzo de cizalla en dirección de la falla receptora, $\Delta \sigma$ es el esfuerzo normal y $\mu' = \mu(1-p)$ es el coeficiente aparente de fricción, siendo μ el coeficiente de fricción estática y p la presión de poro en el volumen circundante de la falla.

RESULTADOS

Para la inversión las series de tiempo de los desplazamientos del terreno se re-muestrearon a una tasa de 10 muestras por segundo, y se filtraron en el ancho de banda propio de cada instrumento mediante un filtro de Butterworth de 3 polos. Debido a que después de la llegada del tren de ondas P los registros observados se encuentran en su mayoría saturados, durante la inversión se usaron únicamente las formas de onda de los arribos de la fase P; en este caso, las series temporales no mostraron en ningún caso saturación. En la inversión se usaron solamente los primeros 26.0 segundos de registro, ya que en este intervalo está incluida toda la información proveniente de la fuente para un sismo con esta magnitud y distancia epicentral.

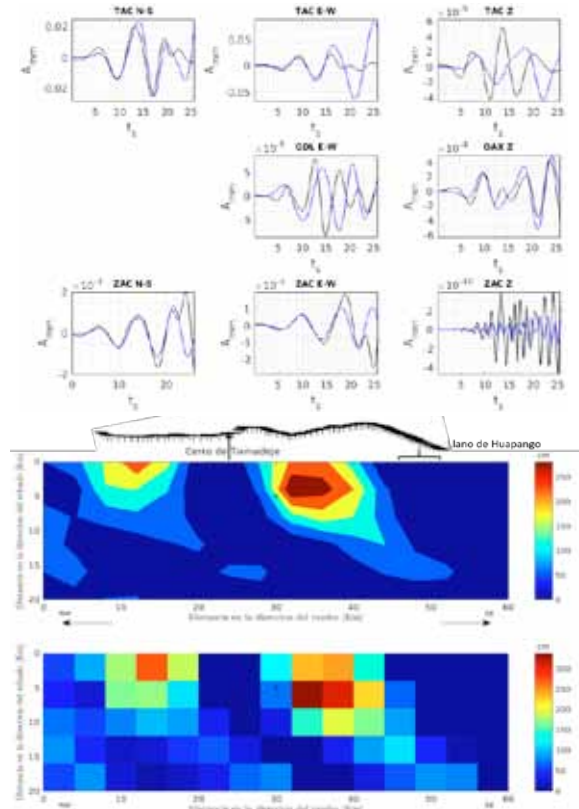


Figura 3. Arriba: Comparación entre sismogramas observados y sintéticos obtenidos a partir de la inversión. Abajo: Distribución de deslizamientos sobre el plano de falla según el modelo realizado (ver texto para los detalles).
Figure 3. Upper part: Comparison between the observed seismograms and synthetics. Lower part: Slip distribution over the fault plane according to the model performed (see text for details).

Después de examinar los resultados de la inversión, al asumir nueve diferentes puntos de nucleación sobre la falla, los mejores ajustes entre las trazas observadas y sintéticas se obtuvieron al colocar el inicio de la ruptura a diferentes profundidades en el centro de la falla. En la Figura 3a, se muestran los ajustes con el inicio de la ruptura en el centro de la falla, a ~5.5 Km de profundidad. La Figura 3b muestra la distribución de deslizamientos obtenida para una velocidad de ruptura de 3.0 Km/s. Las distribuciones muestran dos asperezas principales cerca de la superficie, las cuales a su vez son congruentes con las observaciones reportadas por Urbina y Camacho (1913) de dislocaciones en superficie. Las amplitudes máximas de deslizamiento en la falla para esta distribución de aproximadamente 2.8 m.

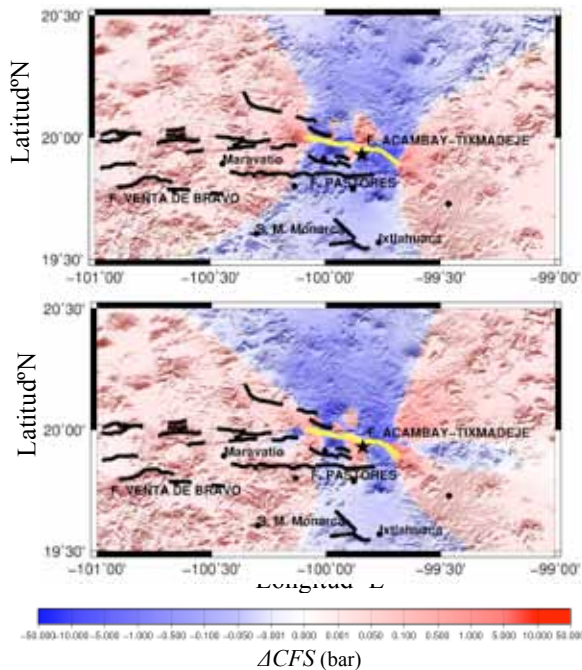


Figura 4. Mapa de esfuerzos de Coulomb en la zona de Acambay. La falla de Acambay se muestra con línea sólida amarilla y las fallas asociadas con línea negra sólida. Arriba: Esfuerzos evaluados en dirección de una falla puramente normal. Abajo: Esfuerzos evaluados en dirección de una falla lateral izquierda pura. *Figure 4. Coulomb stress maps, with the Acambay fault marked in yellow. Upper part.: Stress in normal faults, Lower part.: Stress in left strike slip faults.*

Para este cálculo se asumió un semi-espacio elástico con $G=3.7 \times 10^{11}$ din/cm², una relación de Poisson $\nu=0.25$ y un valor de $\mu'=0.4$. Los esfuerzos se calcularon de forma tensorial 3D, mediante un esquema de diferencias finitas usando formulaciones analíticas. En la Figura 4a se muestra el mapa de ΔCFS , a 5.0 Km de profundidad, evaluado en la dirección de una falla de deslizamiento puramente normal, y en el mismo sentido que la falla principal del sismo de Acambay. En la Figura 4.b se muestra el mapa de ΔCFS a la misma profundidad que el anterior, evaluado en la dirección de una falla de deslizamiento puramente lateral izquierdo. En ambos casos los sistemas de fallas localizados al oeste de la falla de Acambay se encuentran en la zona positiva de los esfuerzos de Coulomb. En el caso de la falla Pastores (Fig. 4) solamente el segmento

oeste de la falla resulta en zona positiva, a diferencia del segmento al este, que resulta descargado de esfuerzos en ambas evaluaciones.

CONCLUSIONES

Usando los registros originales de papel ahumado obtenidos con sismógrafos mecánicos, se calculó la distribución de deslizamientos sobre el plano de falla para el sismo del 19 de noviembre de 1912. Los resultados muestran una ruptura con dos asperezas principales cerca de la superficie con una amplitud máxima de deslizamiento de 2.8m. Los deslizamientos obtenidos son congruentes con las dislocaciones superficiales observadas in situ días después del sismo. Los cambios en los esfuerzos de Coulomb muestran que este sismo pudo haber cargado las fallas adyacentes en dirección de una ruptura normal y acercarlas a la falla en un evento sísmico futuro. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran el gran valor que representan los registros y sismogramas históricos para ampliar nuestro conocimiento sobre la sismicidad en el centro de México.

Referencias bibliográficas

- Astiz L. M. (1980), *Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 2 de febrero de 1979*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 130p.
- Bouchon, M. (1979) Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *J. Geophys. Res.* 84, 3609-3614
- Brüsterle A., Friederich W., Meier T., Gross C., (2014), Focal mechanism and depth of the 1956 Amorgos twin earthquakes from waveform matching of analogue seismograms, *Solid Earth*, 5, pp 1027–1044.
- Grabovec D., Allegretti I., (1994), On the digitizing of historical seismograms, *Geofizika*, Vol.11, pp. 27-31.
- Iwan, WD, Moser, MA, Peng, CY (1985). Some observations on strong-motion earthquake measurement using a digital accelerograph. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75:1225–1246.
- Langridge R M., Weldon R.J. II, Moya J.C., Suárez G, (2000), Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadeje fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, No. B2, pp 3019-3037.
- Mendoza C, Hartzell S H. (1989) Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacán, Mexico, earthquake: near-source and teleseismic constraints. *Bull. Seis. Soc. Am*, Vol. 79, No. 3, pp. 655-669.
- Rodríguez-Pascua M.A., Pérez-López R., Garduño-Monroy V.H., Perucha M.A., Israde-Alcantara I., (2012), The Acambay earthquake of 1912, revisited 100 years After, 3rd INQUA-IGCP-567, I.W.A.T.P.A. Morelia, Mexico, p4.
- Singh S K., Iglesias A, Ordaz M, Perez-Camacho X y Quintanar L, (2011), Estimation of Ground Motion in Mexico City from a Repeat of the M ~ 7.0 Acambay Earthquake of 1912, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 101, No. 5, pp. 2015–2028.
- Spica Z, Perton M, Calò M, Legrand D, Córdoba-Montiel F and Iglesias A, (2016) 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3), *Geophys. Jour. Int.*, 206,1795–1813.
- Suter M, Quintero-Legorreta O, Lopez-Martinez M, Aguirre-Díaz G and Farrar E, (1995), The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico, *Tectonics*, 14, No. 5, pp. 1245-126.
- Urbina F y Camacho H. (1913), La zona megaseísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912, *Instituto Geológico de México, Boletín Num.* 32, pp 125.



PLEISTOCENE ACTIVITY, MORPHOTECTONICS AND SEISMOTECTONICS OF THE SÃO TEOTÓNIO-ALJEZUR-SINCEIRA FAULT SYSTEM, SOUTHWEST PORTUGAL

Figueiredo, P.M. (1), Rockwell, T.K. (2) and J.Cabral(3).

- (1) Dep. Geology, University of Cincinnati, USA, paula.figueiredo@uc.edu
- (2) Dep. Geological Sciences, San Diego State University, USA
- (3) Dep. Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal

Abstract: The Aljezur Fault corresponds to the central section of the São Teotónio–Aljezur–Sinclair fault system (STASFS), located in southwest Portugal, Iberia. This fault system corresponds to a transpressive structure, mainly left-lateral with a minor reverse component that deforms a large regional abrasion surface of Plio-Pleistocene age. Several small tectonic basins are present along the fault system, and filled with sediments from Miocene to Quaternary. Aljezur Fault seems to be the more active section of STASFS, and aiming to identify its active fault segments and to characterize its Plio-Quaternary activity we conducted a multidisciplinary study along the Aljezur and Alfambras basins, combining: (i) field surveys; (ii) morphotectonic analysis; (iii) geophysical surveys; and (iv) paleoseismology studies. Within the valleys, two sets of surfaces were identified: one set corresponding to equivalents of the displaced abrasion surface and another set as fluvial surfaces related with the Pleistocene eustatic oscillations. Those were applied to differentiate and evaluate tectonic activity and incision/ erosion rates for distinct segments of the fault. Altogether, based upon age estimations, geomorphic analysis and fault characterization, we estimate a vertical displacement rate of approximately 0.015 mm/a for the Aljezur Fault, along the Aljezur-Alfambras basin, since the late Pliocene/early Pleistocene and a horizontal displacement rate in the range of 0.09-0.16 mm/a since the last 1.5 Ma. New active segments were identified and trenches for paleoseismological studies allowed to identified paleoseismic events: the last paleoseismic event occurred before circa 14ka, previous paleoseismic events were identified but no chronology was established. The rupture of STASFS along the entire length of Aljezur and Alfambras basins, can generate a maximum expectable earthquake ranging Mw-6.7-6.9, with an average displacement of circa 0.5 m, and with a recurrence period of 6 to 12.4 ka.

Key words: Morphotectonic; Paleoseismology; Strike-slip; South Portugal.

The São Teotónio – Aljezur - Sinclair Fault System (STASFS) and the surrounding area

The STASFS is a NNE-SSW 50-km-long *en echelon* left lateral fault system, comprising from the north to the south, the São Teotónio, Aljezur and Sinclair faults (Cabral, 1995; Dias, 2001), all of them deforming a regional abrasion platform, inherited from the Miocene and re-trimmed during the Plio-Pleistocene. At the regional platform, it's not possible to recognize any significant vertical offset and the horizontal slip component is difficult to track in the smoothened regional topography. However, the platform is displaced into 4 elongated tectonic basins (also with a *en-echelon* disposition), which are filled with sediments from the Miocene (fossiliferous marine sediments) to the Quaternary (fluvial and colluvial), all of them deformed by several fault segments. Thus, apparently the main fault trace does not control significantly the morphology of the regional abrasion surface, except for the basins. STASFS is also inferred to extent to the off-shore, crossing the coastline in the south; however, south of Sinclair and along the coastline, Quaternary deformation was not identified through geomorphology or geological analysis conducted across Pleistocene marine terraces present along the fault trace (Figueiredo et al., 2013; 2015).

The central section of STASFS, corresponds to the Aljezur Fault, a ca. 25 km-long structure, and is seems to be the section with strongest indicators of Quaternary tectonic activity. This fault, controls the Aljezur tectonic basin, (the largest of all STASFS tectonic basins), which is in continuity southwards with the smaller Alfambras basin, separated by a

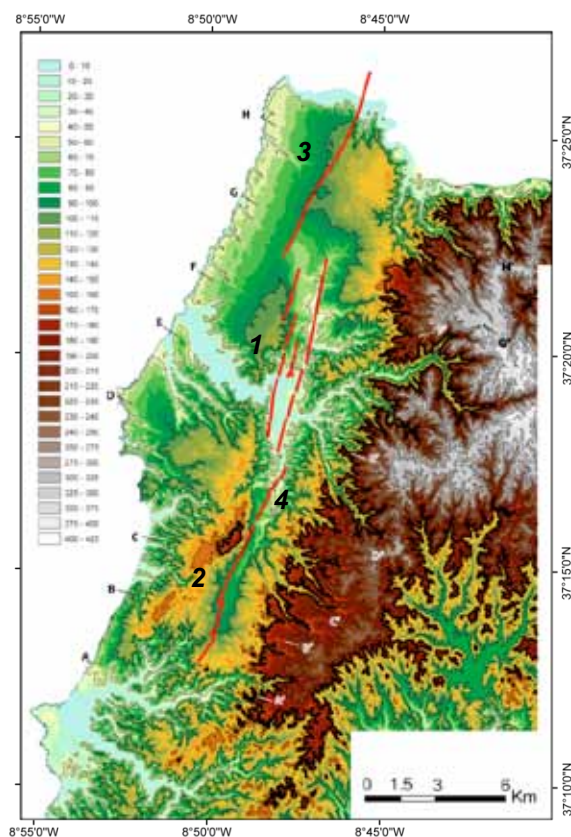


Figure 1: Hypsometric map of the Aljezur area. Vertical intervals colored each 10 m from 0 to 250 m elevation and 25 m above 250 m; thin contour lines in black, each 25m elevation. Abrasion platform inner edge is marked by the thick black line (circa 160 m elevation). 1- Aljezur strand and basin; 2- Alfambras strand and basin; 3-Areiro strand; 4 – Framangola segment.

small push-up structure. At these 2 basins, geomorphological evidences for Quaternary tectonic activity and a longer and more complex sedimentary record, favours the study and interpretation of the morphotectonic evolution of this structure (Fig.1).

A regional abrasion surface (Fig.1), extends inland from an elevation of 100-120 m along the coastline, towards the interior, where a shoreline angle was recognized at circa 160 m elevation (Figueiredo, 2015). The genesis of the platform is interpreted as complex and corresponding to multiple transgressions cycles. The abrasion surface was trimmed on Paleozoic bedrock locally evidenced by a thick argillic paleosol (rich in illite with a trace of kaolinite, typical of temperate xeric soils). Miocene fossiliferous marine sediments are recognized within the tectonic basins and very locally in the abrasion surface. A second set of not fossiliferous marine sands, older than the fossiliferous Miocene but of unknown age, is also poorly preserved. In general, marine sediments are poorly preserved, occurring as thin remnants of beach deposits or frequently absent. Altogether this is interpreted as a polygenic morphology: an older Miocene marine platform later exposed to a temperate xeric climate that developed the thick argillic soil, and again trimmed by one or several marine transgression during the Plio-Pleistocene. Figueiredo (2015), recognized Pleistocene marine terraces in the continuity of the regional surface: one of them at 80 m elevation provided a preliminary age of $2.0^{+0.3}_{-0.2}$ Ma, dated through the Al/Be isochronal burial dating TCN geochronology method. Assuming that this 80 m terrace is subjected to the same regional uplift rate than the regional abrasion surface and according with Miller et al (2011) eustatic sea level curve, we estimate that: 1) the Pleistocene transgression may have reached as high as the nowadays 110-115 m elevation; 2) the regional surface at circa 130 m should be approximately 2.8 to 3 Ma and 3) the shoreline angle at 160 m might correspond to the

mid- Pliocene warm Period, 3.0-3.3 Ma (Figueiredo, 2015). The SW Portugal is also characterized by a high drainage incision rates favored by a regionally high uplift rate than the remaining south Portugal (Figueiredo et al., in press) which also promotes erosion and the removal of the Pleistocene and older cover sediments. In addition, active faults in SW Portugal are characterized by low tectonic rates, although capable to generate medium to large magnitudes earthquakes. A slow deformation rate also implies large average recurrence periods and infrequent large earthquakes. Thus, the recognition of paleo- earthquakes is difficult and the likelihood to constrain the seismic cycle record is very low.

Investigations on the Aljezur Fault (central STASFS)

A multidisciplinary approach was conducted along the Aljezur and Alfambras basins in order to investigate the recency and the degree of activity for Aljezur fault segments. The methods applied were initially detailed geological and geomorphological surveys, analysis of remote sensing (orthophoto imagery and aerial photographs), application of morphometric indexes through 10:000 digital topography database, and later tested by electric resistivity tomography surveys and paleoseismological trenching (Figueiredo, 2015). The regional abrasion platform is displaced by the Aljezur fault into the tectonic basins, where incision is also taking place. At the valley, several morphological surfaces exist, and were interpreted as having two main geneses: (1) surfaces generally at higher elevations within the valley occasionally with remnants of marine/eolianite sands interpreted to correspond to the displaced abrasion platform, and (2) lower surfaces, with fluvial/ debris flow deposits that are interpreted as fluvial terraces, related with the incision of the Aljezur river, that runs parallel to the fault.

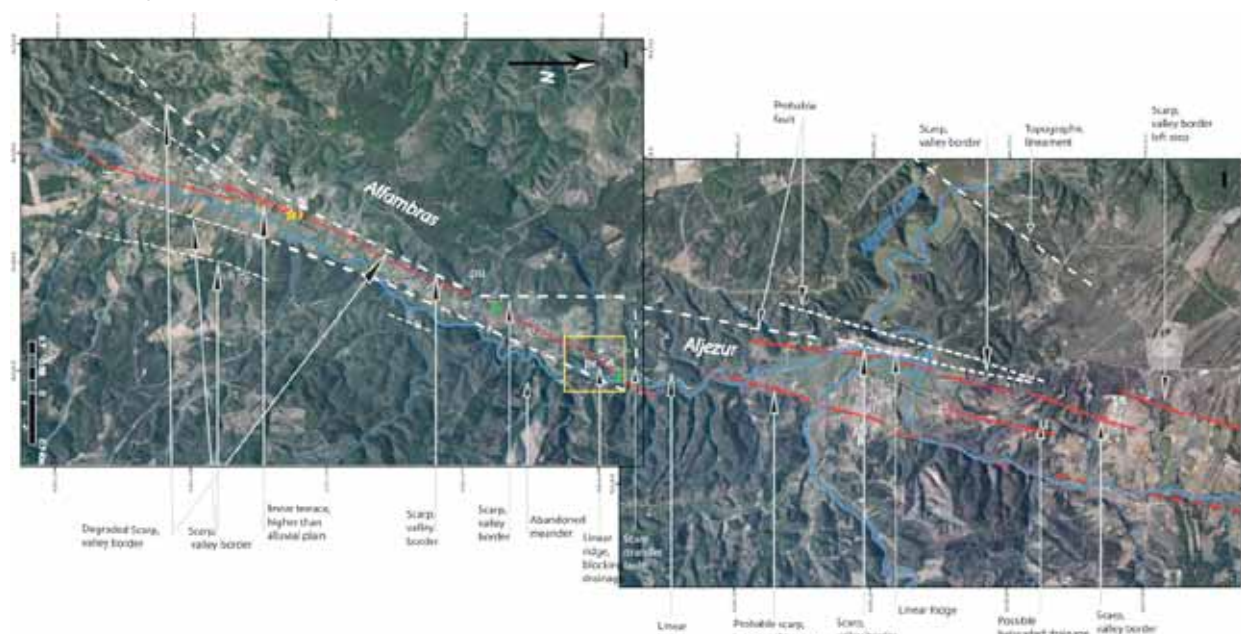


Figure 2: Morphotectonic map of the Aljezur area. Main features are indicated, legend in the figure. dd- deflected drainage; pu-push-up; pr- pressure ridge. Stars indicate paleoseismological trenches green previous work (Figueiredo, 2015), yellow indicates this study. Yellow trace by yellow star, indicates location of electric tomography survey. Yellow rectangle indicates location of figure 3.

In order to obtain ages for the sediments and infer ages for the surfaces ages, we applied geochronology methods such as OSL, however sediments revealed to be older, constraining the application of this geochronology method.

As previously explained, we estimated an age for the abrasion platform, based on its elevation and regional uplift. In the vicinity of Alfambras basin the abrasion platform elevation is 130 m, which we estimate to be in age about 2.8 to 3.0 Ma. Thus we took this reference to estimate slip-rates. In addition, the higher terraces are then younger than this age.

As for the fluvial terraces, we tentatively associate them with climate periods and/or interglacial high stands, due to the proximity with the Atlantic Ocean; the lowest fluvial terrace in the valley (higher than the flood plain) was correlated with the last interglacial (MIS 5); higher ones were correlated with older interglacial or their age inferred by the regional uplift. Soils when present were also analyzed in an effort to constrain their relative ages. Overall, these assumptions and methodologies allowed formulating a local chronology for the surfaces, the lack of geochronology information. This was essential to delineate our strategy: our efforts to characterize fault activity were focused in the surfaces which age was assumed to be middle Pleistocene to the Holocene.

Nonetheless, in a system where tectonics and incision are active processes, it is crucial to consider both, and carefully differentiate tectonic forcing from erosion processes. It is our understanding that towards the tip ends of the tectonic basin, incision is smaller than at the centre of the basin, and therefore the surfaces present there should correspond to the ones generated by the displaced abrasion surface. Based on this assumption, we estimate a vertical displacement of ca. 40 m, since late Pliocene/early Pleistocene.

As already state, STASFS, is mainly strike-slip with a reverse component. Striae in outcropping fault planes, present a low angle, with rake between 7-10° (Cabral, 1995; Dias, 2001; Figueiredo, 2015). Assuming a 40 m of vertical displacement for Aljezur fault, and the referred rake angle, we can calculate a horizontal displacement of 227-325 m, which then allows us to estimate a displacement rate of 0.08 ± 0.01 mm/a (for a striae of 10°) or 0.12 ± 0.003 mm/a (for a striae rake of 7°).

Several transverse drainages channels present a bend along the fault trace, which in some cases might correspond to displacements (see "dd" in Fig.2). Along the Aljezur fault (Framangola segment, in Fig.1 and yellow rectangle in Fig.2), at the confluence of the Alcaria Creek with the Alfambras river alluvial plain, a linear landform blocks the outflow of the Alcaria Creek; this was as a shutter ridge (Figs. 2 and 3). The top of the ridge was interpreted to correspond to a fluvial terrace, at ca. 60-65 m elevation, corresponding to a terrace well preserved at this area, which we estimate to be 1.5 Ma in age. We were not able to accurately define piercing points for the displacement measurement, as well as we were not able to quantify erosion or deposition that will mask the real displacement; thus we estimate a maximum and a minimum displacement. For a maximum displacement we consider the distance between the Alcaria Creek channel and the confluence with the Alfambras plain (large yellow arrow in Fig.3) and a minimum displacement the length of the shutter ridge along the

deflection (small yellow arrow in Fig.3), corresponding to 240 and 140 m respectively. Considering a cumulative displacement between 240 to 140 m for a period of time, younger than 1.5 Ma, we can estimate horizontal displacement of 0.09-0.16 mm/a since the last 1.5 Ma.

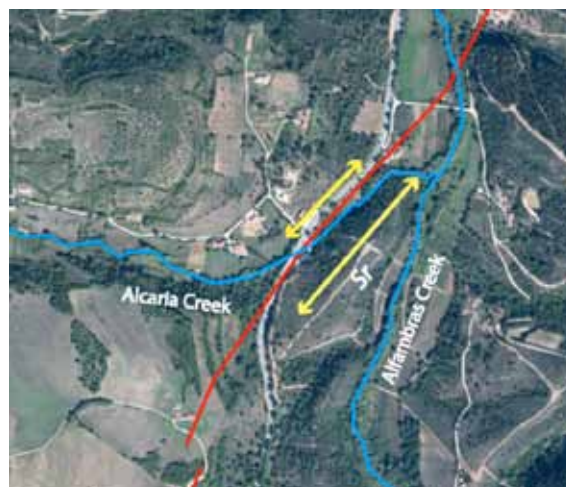


Figure 3. Measurements along the shutter-ridge(sr) located at Framangola, Aljezur. The large arrow indicates the measurement between the Alcaria Creek middle valley line and the tip of the ridge, corresponding to approximately 240 m. The small arrow corresponds to the length of shutter ridge along the deflection, corresponding to approximately 140 m.

In the last decade, paleoseismological trenches were open in order to identify the more recent tectonic activity and characterize the seismic activity. Trenching was conducted at 2 locations within Aljezur basin (one at Framangola, in the vicinity of the shutter ridge) corroborating Pleistocene deformation; however no Holocene deformation was found (Figueiredo, 2015).

At the southern Alfambras, paleoseismological trenching conducted during 2015 (Fig.4) exposed alluvial fan deposits related with a local transverse drainage. Those fan deposits, were differentiated between a older sequence (Lower Sequence) weathered and deformed, with minor folding and displacements as expected along a strike-slip, which was covered by a younger sequence (Upper Sequence), not deformed. Because there is no significance change on the sedimentology and clast composition of both sequences, we assume a common source. We sampled detrital charcoal for C^{14} dating from the base of the upper and younger sequence and sandy layers for OSL in the lower sequence: we obtained C^{14} uncorrected ages of 13930 ± 610 yr and 13320 ± 180 yr, while for the OSL samples, we were unable to measure an equivalent dose (Ed) due to quartz saturation, nonetheless we were able estimate a minimum age of circa 85 ka. Altogether, we interpret the upper sequence to be Holocene and the lower one to be late Pleistocene, despite uncertain about its age. This is further evidence of no surface rupture for Holocene along the Alfambras segment and probably at the Aljezur Fault.

Based on empirical relationships from Wells and Coppersmith (1994), Stirling et al. (2008), Wesnousky (1986; 2008) we estimated the following parameter for the Aljezur Fault:

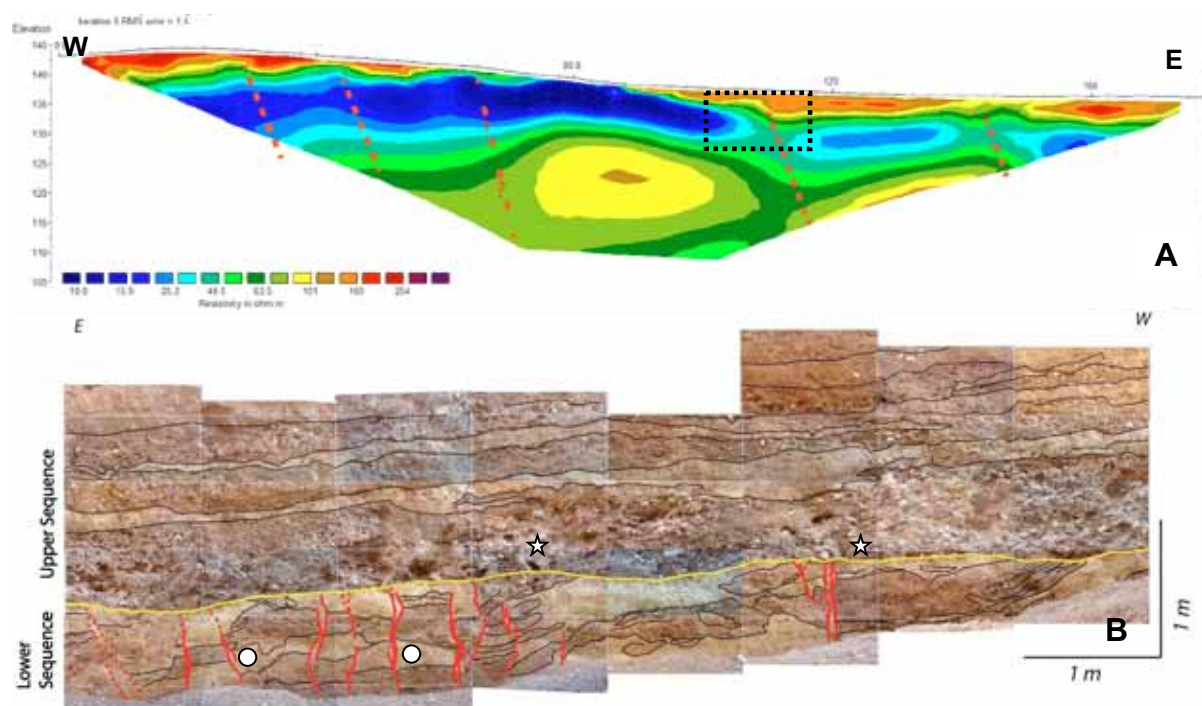


Figure 4. (A) Interpreted Electrical Resistivity Tomography profile, across the Alfambras fault segment scarp, north of the trench site; correlation with B location is identified by the dashed black line (B) Photo-mosaic of Alfambras trench: lower and upper alluvial fan deposits are identified; yellow trace indicates the top of the lower sequence. Faults in red, bedding in black. Samples location circle for OSL, star for C14. Locations of trench and ERT in Figure 2.

- individual segments are capable to generate a maximum expectable earthquake in the range of a M_w 6 to 6.5; a simultaneous rupture of all segments along the Aljezur- Alfambras tectonic basin is capable to an earthquake with a moment magnitude in the range of M_w 6.7 to 6.9
- the average recurrence period for a simultaneous rupture of fault segments along the Aljezur- Alfambras basin, assuming a 0.1 mm/a slip rate is in the range of 5928 to 12429 years.
- finally the average recurrence period for a simultaneous rupture of all STASFS assuming a 0.1 mm/a slip rate, corresponds to a period ranging from 10129 to 25664 years.

Further studies are necessary to investigate Aljezur Fault and STASFS seismic cycles, and to evaluate if Aljezur Fault is seismically loaded.

Acknowledgements: This work was funded by Fundação da Ciência e Tecnologia, through a PhD scholarship (SFRH/BD/36892/2007) and Projects Paleosispor (PTDC/CTE-GIN/66283/2006), and FASTLOAD (PTDC/GEO-GEO/2860/2012).

References

- Cabral, J., (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*, Mem.31, Inst. Geol. e Min., 265 p.
- Dias, R. (2001). *Neotectónica da Região do Algarve*, Doctoral Thesis, Lisbon University.
- Figueiredo, P.M., Cabral, J. & Rockwell, T.K. (2010). Neotectonics and paleoseismic studies at SW Portugal mainland: The S. Teotónio – Aljezur – Sinceira Fault

System, *VIII Portuguese Geology Congress, Geos. On-line J.*, V. 11, 8.

- Figueiredo, P.M., Cabral, J., Rockwell, T.K. (2013). Recognition of Pleistocene marine terraces in the Southwest of Portugal (Iberian Peninsula): Evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics* 56 (6), S0672.
- Figueiredo, P.M. (2015). *Neotectonic and Seismotectonic Studies along the Southwest Portugal sector: Implications for the regional seismicity*, Doctoral Thesis, Lisbon University.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., & Browning, J.V., (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24(2), 40–53.
- Stirling, M.W., Gerstenberger, M.C., Litchfield, L., McVerry, G.H., Smith, W.D., Petting, J. & Barnes, P., (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology, *Bull. New Zeal. Soc. Earthq. Eng.*, 41, 51-67.
- Wells, D., Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. of the Seism. Soc. of America*, 84 (4), 974-1002.
- Wesnousky, S.G., 1986. Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *J. of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.
- Wesnousky, S. G., (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic hazard analysis and the process of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, (4), 1609–1632.



MORPHOTECTONIC ANALYSIS OF THE SOUTHERN PORTUGUESE ATLANTIC COASTAL ZONE – IMPLICATIONS FOR ACTIVE TECTONICS

Figueiredo, P.M. (1), Rockwell, T.K. (2), J.Cabral (3) and C. Ponte Lira (3)

- (1) Dep. Geology, University of Cincinnati, USA, paula.figueiredo@uc.edu
 (2) Dep. Geological Sciences, San Diego State University, USA
 (3) Dep. Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal

Abstract: The south Portugal is characterized by low tectonic rates (<0.3 mm/a), with infrequent large seismicity. Recent studies indicate a coastal region in southwest Portugal uplifting at higher rates (0.11 ± 0.01 mm/a) than the remaining southern portion of Portugal (~ 0.04 mm/a). The mechanisms responsible for the higher uplift are poorly understood, as well as the pattern of the increase in vertical motion and its exact location. In addition, some structures are associated with relevant morphology but their degree of Quaternary tectonic activity is also poorly constrained. Thus, with the purpose of investigating the regional Quaternary deformation and its patterns, as well as the difference in the uplift rate, 77 exorheic drainage basins along 460 km of the southern Portuguese coastline were analysed through the application of geomorphic indices. In this study we applied stream channel sinuosity S , basin relief ratio R_h , elongation R_e , basin shape ratio B_s , valley height-width ratio V_i , basin asymmetry factor AF , hypsometry HI and, the stream-length gradient index SL , and we propose the terminal basin shape index TBS . Our aims are mainly to (1) identify Quaternary deformation along presumed tectonic structures; (2) recognize uplift or subsidence along the coastline; and (3) test the application of geomorphic indices in low deformation rate environments. The cross-correlation of results led to the recognition of the São Teotónio-Aljezur-Sinceira fault system and the São Marcos-Quarteira Fault as major regional Quaternary faults, as well as to the interpretation of Quaternary activity for other structures. Spatial differences in uplift rates are identified through basin shape indices and valley height-width ratios, corroborating the recent studies. Altogether, results also demonstrate the applicability of some morphotectonic indices, even for low vertical motion rates

Key words: morphotectonic analysis; Quaternary; uplift; low tectonic rate; Portugal

Introduction

Analysis of geomorphologic parameters is a valid approach to recognize, describe, and evaluate landform modifications through time, even for periods such as thousands to millions of years (Keller and Rockwell, 1984; Keller and Pinter, 1996; Bull, 2007, 2009). The geomorphic processes that shape the landform are ultimately controlled by major factors, such as climate, topography, lithology, and tectonics. In particular, tectonic activity may play an important control in the evolution of a landscape (Bull, 2007, 2009).

To investigate the Quaternary active tectonic control of the landscape of the south of Portugal, we selected the majority of the exorheic basins that flow to the Atlantic Ocean south of the latitude 38.5° N (south of Tagus River mouth), in a total of 77 basins along 460 km of coastline length (Figueiredo, 2015; Figueiredo *et al.*, in press). Our goal was to apply a wide set of geomorphic indexes and obtain a meaningful regional analysis that might detect active structures and also incorporate possible variations in the vertical deformation rates along the coastline. The chosen indices were: for the basin shape, the basin relief ratio, elongation ratio, and basin asymmetry factor; as for the channel we applied the stream channel sinuosity to the main alluvial channels and stream-gradient index (SL) maps were produced to detect abrupt stream power modifications that could be controlled by active tectonics (Keller and Pinter, 1996). Valley height-width ratio, an index initially formulated to evaluate relative tectonic activity along active mountain fronts resulting from base-level changes (Bull and

McFadden, 1977), was in our case applied to the coastline to investigate regional uplift. In addition we also performed a Hypsometry analysis and proposed a new index the terminal basin shape. The geomorphic indices were applied equally, independently of the presence of active structures in the basins.

From a climatic perspective, the entire area has similar conditions: corresponds to Cs temperate with dry or hot summer according to the Köppen-Geiger, with an average annual precipitation between 600 and 1000 mm (Iberian Climate Atlas, 2011). For the past climate we assume that the middle to late Pleistocene, the climate changed consistently over the entire area, from a slightly more humid and occasionally slightly warmer than under current Holocene conditions (Desprat *et al.*, 2007; Rodrigues *et al.*, 2011).

Sectors characterization

Because there are landscape differences within the area, and to facilitate the comparison of results, the entire area was sub-divided into four sectors, considering the coastline orientation, morphological changes along the coastal cliffs, and inferred uplift rates, main channel flow directions, and bedrock geology (Fig.1).

The west facing coastline was divided in sectors I and II. The sector I, which corresponds to the northern section of the western coastline, from the Sado River estuary southward toward the Mira River mouth for about 120 km of coast, has 18 basins. Here, the coastline is generally low in elevation, with abundant sand dune fields, and large coastal lagoons

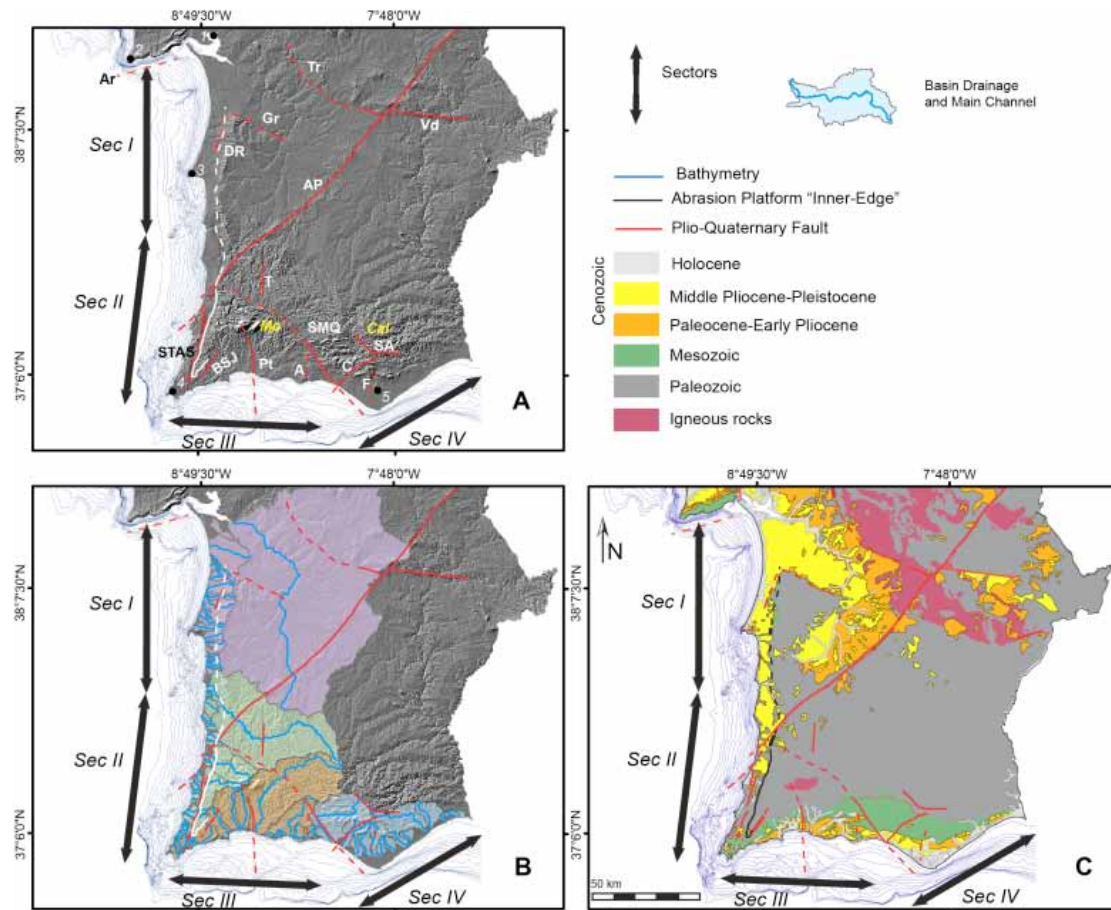


Figure. 1. Portugal south of latitude 38° 7' N. (A) Shaded relief with the main active faults present in the study area and bathymetrical curves until 200 m depth; Ar- Arrábida Fault; Tr- Torrão Fault, Gr- Grândola Fault, DR- Deixa-o-Resto Fault, AP- Alentejo- Placencia Fault; Vd- Vidigueira Fault; T- Telhares Fault; STAS- São Teotónio-Aljezur-Sinceira Fault System; BSJ- Barão de São João Fault; Pt- Portimão Fault; A- Albufeira Fault; SMQ- São Marcos-Quarteira; C- Carcavai Fault; SA- São Brás de Alportel Fault; F- Faro Fault. Mo and Cal- Monchique and Caldeirão Mountains. Relevant locations: 1- Setúbal, 2- Espichel Cape; 3- Sines Cape; 4- São Vicente Cape; 5- Faro. (B) Exorheic drainage basins studied and their main channels, different colours indicate distinct sectors. (C) Main geological units of south Portugal, legend included in the figure (from Figueiredo et al., in press).

are common. Cliffs, when present, are generally <20 to 40 m high, carved into aeolianites or sandstones. An uplift rate of ca. 0.04 mm/a was inferred for this coastal section (Ressureição et al., 2012). Sector II has the longest coastline, with 136 km of length, and 24 basins. The main criteria to differentiate sector I from II are changes in the coastal morphology: cliffs height increase from 20 to 40 m in the north to about 130 m elevation close to the São Vicente Cape. Similarly to sector I, large beaches with dune systems are present but in sector II only at the larger basin mouths with wide valleys. Simultaneously and in contrast, smaller basins and coastal creeks are deeply incised with narrow valleys, some of them exhibiting hanging valleys at various elevations. An uplift rate of circa 0.11 mm/a was inferred for this coastal section (Figueiredo et al., 2013). The southern coastline is sub-divided into sectors III (westerly) and IV (easterly) and their division corresponds roughly to the São Marcos – Quarteira fault. At sector III, from Cape São Vicente to Lagos, cliffs height are generally 50 to 60 m, locally reaching 80-100 m, carved into resistant Mesozoic limestones; however from Lagos eastward the bedrock changes to Miocene marls and the landscape becomes dominated by karts, paleosea stacks and arches with lower cliff heights. In general, sector IV has a

smoothed landscape with drainages more incised. Cliffs are carved in Miocene marls covered by Quaternary sandstones, and generally lower than 30 m. Large beaches with dune systems are developed at the mouths of the larger drainages, locally with marshes and the main littoral feature is Ria Formosa, which corresponds to a system of coastal barriers and lagoons that extend for 55 km of coastline.

Discussion

The cross-correlation for sector I, indicates a different uplift history when compared to the other sectors; in general, this sector presents low basin relief ratios, and the various geomorphic indexes appear to behave differently between its northern and southern parts, with Cape Sines) being the approximate boundary between the two. In the northern part of sector I, V_f and TBS ratios are generally high, which suggests either very low vertical motions, subsidence or low rates of coastal retreat. The Sado basin shows a significant *basin asymmetry* that suggests regional tilting toward the west to northwest. Altogether, these observations are consistent with a relatively stable coastline with little or no long-term uplift, although towards the south of Cape Sines, V_f ratios decrease suggesting an increase on the uplift. Based on the SL

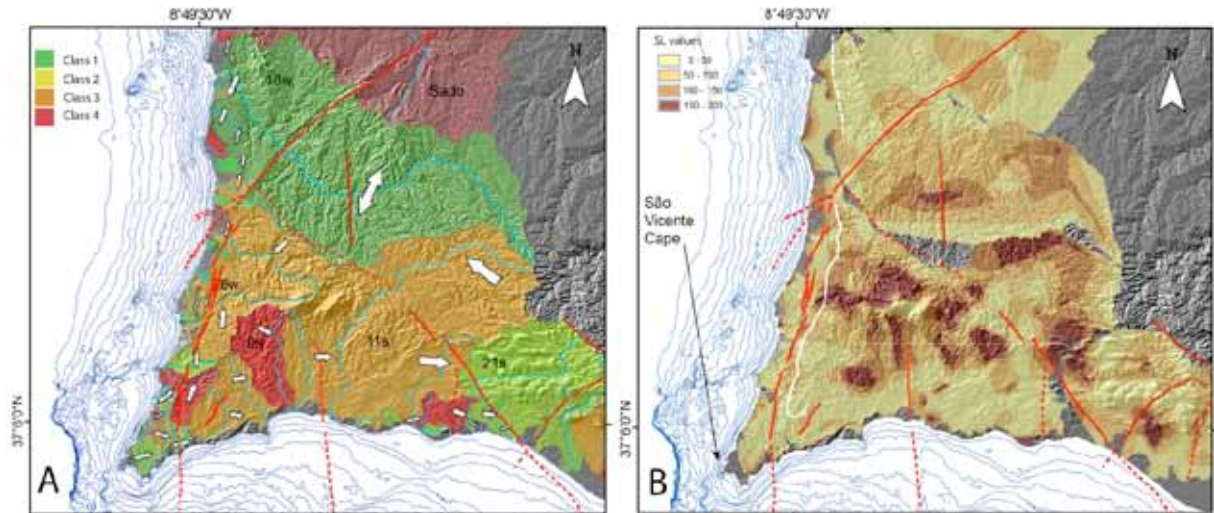


Figure. 2. Sectors II and III shaded relief and main active faults trace and shelf bathymetry (10-m lines for the initial 200-m depth), overlapped by: (A) asymmetry factors (AF) map: white arrows indicate the smaller half-basin and inferred direction of tilting. (B) Stream-gradient (SL) map and regional abrasion platform inner edge (white dashed line) (from Figueiredo et al., in press).

map, we identified anomalies related with faults: a NW-SE 50 km in length, coincident with the Torrão Fault, a WNW-ESE 20 km long that merge with a N-S 8 km long one, corresponding respectively to Grândola and Corona faults.

Sector II is significantly different: here, the basins present the highest relief ratios, higher elongation and shape ratios, while V_f and TBS ratios decrease. We interpret this to reflect an overall higher rate of incision which we correlate with a higher uplift rate, which is consistent with Figueiredo et al. (2013) observations. The asymmetry basin analysis indicates the absence of a regional tilting, in opposition to the previously suggested by Dias (2001) and reinforces that this area behaves differently from sector I, and in addition indicates that São Teotónio- Aljezur-Sinceira favours asymmetries for some basins (Fig.2A).

The west of sector III has some similarities with sector II, and changing eastward; cliffs height decrease eastwardly within sector III and to sector IV. There are many similarities between sector IV basins and sector I, which also indicates that an overall smoother landscape and those basins are not as incised as in sectors II and III. At the eastern part of sector III, some basins express a slight asymmetry that could result from gentle tilting toward the ESE, which we interpret to be related with a structural control by the Miocene strata bedding. An asymmetry suggesting tilting to the west is also identified immediately east of the São Marcos- Quarteira fault and interpreted to be related with that structure. SL map highlight anomalies, one circa 20 km long related with the southern segment of São Marcos-Quarteira, with rather low SL values, which implies that the fault has not been active in the late Quaternary, at least in terms of vertical displacement; and if active, it has a very low slip rate (fig.2B). Other minor anomalies related with rocks of different lithologies and less known structures as the Faro Fault.

In order to observe variations for the measured ratios from several indexes across the different sectors and how those ratios cross-correlated between themselves, we plot them in a graphic for comparison; the chosen ratios were H_f , V_f , BS , Re and TBS (Fig.3).

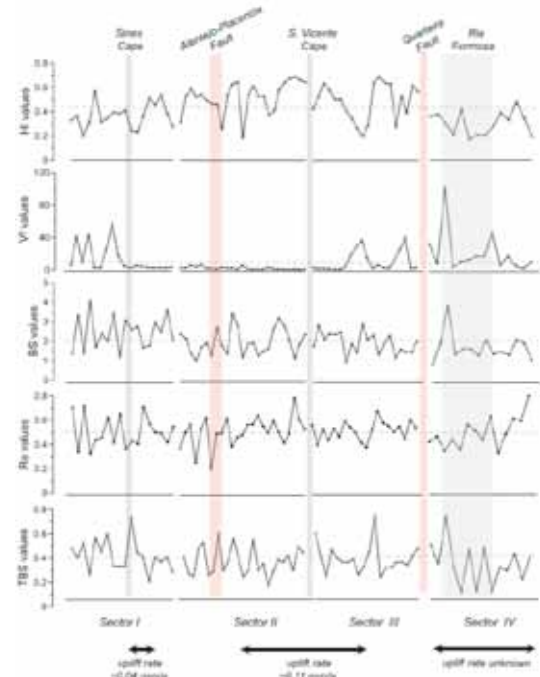


Figure.3 Graphical plots of the H_f values, basin shape indices and valley-floor width for all sectors. Each point corresponds to one drainage basin. Distinct sectors are identified. Overlapping the plots, the location of the main active faults that cross the coastline and geomorphic references are provided. In addition, information concerning uplift rates is also provided. (from Figueiredo et al., in press)

We observe for the area between the south of Sines Cape (southern of sector I) and where São Marcos-Quarteira fault crosses the coastline (boundary

sector II/III), changes for 3 indices, HI , V_f and TBS (Fig.3). HI has higher values and a larger variation, V_f presents very low values (except for 2 very large basins flowing in sector III), and TBS decreases its higher values as well. In addition, average elongation values are also lower, which indicates more elongated basins.

The cross-correlation between all the sectors, enabled the recognition of a resemblance between the northern section of sector I with sector IV, and between sector II and III, and probably including the southern section of sector I.

Conclusions

The morphotectonics analysis showed that the São Teotónio-Aljezur-Sinceira fault system (a left lateral with minor reverse structure) and the São Marcos-Quarteira (a mainly right lateral strike-slip structure) faults, are structures exerting a higher tectonic control in the landscape, with some expression in the asymmetry of the basins, different amounts of incision, and through SL anomalies. Other structures were inferred to affect the landscape, but with a very localized and minor expression.

Differences in the regional uplift of SW Portugal were corroborated by the morphotectonic indices, namely through the indices V_f and TBS . In fact, we demonstrated that they can be applied along coastal environments to test relative vertical motions, even for regions with low vertical tectonic rates (vertical uplift rates range from 0.03 to 0.12 m/ka) affected by sea level fluctuations. This signal cannot be attributed to inland structures, such as the SMQF.

Further, no known structures in the offshore have adequate size or proximity to the coast to be associated with the observed differential uplift. We therefore speculate on the presence of a previously unknown fault system, located in the near offshore of south western Portugal, whose existence and characteristics are yet to be confirmed.

Acknowledgments: This work was funded by Fundação para a Ciência e Tecnologia, through a PhD scholarship (SFRH/BD/36892/2007) attributed to Paula Marques Figueiredo and Research Project Paleoseismological study of active faults in Mainland Portugal (PTDC/CTE-GIN/66283/2006), co-financed by FEDER. Cristina Ponte Lira was supported by an FCT Post-Doctoral fellowship (SFRH/BPD/81800/2011)

References

- Bull, W.B., (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley-Blackwell, Oxford, 316 pp.
- Bull, W.B., (2009). *Tectonically Active Landscapes*, Wiley-Blackwell, 326 pp.
- Bull, W.B. & McFadden, L.D., (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, pp. 115-138.
- Desprat, S., M. F. Sánchez Goñi, F. Naughton, J.□L. Turon, J. Duprat, B. Malaizé, E. Cortijo, & J.□P. Peyrouquet, (2007). Climate variability of the last five isotopic interglacials: Direct land□sea□ice correlation from the multiproxy analysis of north□western Iberian Margin deep□sea cores, in *The Climate of Past Interglacials*. In: Sirocko F. et al. Eds), Elsevier, Amsterdam. pp. 375–386.
- Dias, R. (2001). *Neotectónica da Região do Algarve*, Doctoral Thesis, Lisbon University.
- Figueiredo, P.M. (2015). *Neotectonic and Seismotectonic Studies along the Southwest Portugal sector: Implications for the regional seismicity*, Doctoral Thesis, Lisbon University.
- Figueiredo, P.M., Cabral, J., Rockwell, T.K. (2013). Recognition of Pleistocene marine terraces in the Southwest of Portugal (Iberian Peninsula): Evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics* 56 (6), *Special Issue Earthquake Geology*, S0672.
- Figueiredo, P.M., Rockwell, T.K., Cabral, J. & Ponte Lira, C. (in press) Morphotectonics in a low tectonic area: Analysis of the southern Portuguese Atlantic coastal region, *Geomorphology*.
- Iberian Climate Atlas, (2011). *Compiled and produced by State Meteorological Agency of Spain and by the Institute of Meteorology, Portugal*. ISBN: 978-84-7837-079-5, 80pp.
- Keller, E. A., & N. Pinter, (1996). *Active tectonics: earthquake, uplift, and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338 pp.
- Keller, E. A. & T. K. Rockwell, (1984). Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity. In: *Developments and Applications of Geomorphology*. (Costa, J. E., Fleisher, P. J., Eds.) Springer-Verlag, New York, 203-239.
- Ressureição, R., Cabral, J. & Dias, R., (2012). Plio-Pleistocene marine terraces at the Melides-Vila Nova de Milfontes (Alentejo, SW, Portugal): neotectonic implications., In: *7th Symposium about the Iberian Atlantic Margin Book of Abstracts, Lisbon*.
- Rodrigues, T., A. H. L. Voelker, J. O. Grimalt, F. Abrantes & Naughton, F., (2011). Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability, *Paleoceanography* (26), PA1204.



DESPLAZAMIENTOS ACTUALES EN LA FALLA DE PADUL A PARTIR DE REDES GPS Y SU RELACIÓN CON LA ANTIFORMA DE SIERRA NEVADA (CORDILLERA BÉTICA)

The Padul normal fault displacements determined by GPS and its relationships with the Sierra Nevada antiform (Betic Cordillera)

J. Galindo-Zaldivar (1,2), A. J. Gil (3, 4), C. Sanz de Galdeano (1), M. J. Borque (3, 4), A. Sánchez- Alzola (5), M. Martínez-Martos (1,2), P. Alfaro (6)

- (1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC- UGR, Granada 18071, Spain. jgalindo@ugr.es, csanz@ugr.es
(2) Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada 18071, Spain. manuelmm@ugr.es
(3) Dpto. Ing. Cartográfica, Geodesia y Fotog., Universidad de Jaén, 23071 Jaén, Spain. ajgil@ujaen.es; mjborque@ujaen.es
(4) CEACTierra, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, Spain. alberto.sanchez@uca.es
(5) Dpto. Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Cádiz. 11405 Cádiz, Spain.
(6) Dpto. Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Alicante, Spain. pedro.alfaro@ua.es

Resumen: La Falla de Padul es la principal falla normal activa en la Cordillera Bética central que acomoda la extensión NE-SO y está formada por varios segmentos de hasta 7 km de longitud máxima. La red GPS no permanente instalada en 1999 determina una velocidad de extensión horizontal promedio de 0.5 mm/año en dirección N66°E. La longitud de la falla sugiere que los terremotos tienen magnitud máxima de 6. Sin embargo, la ausencia de eventos sísmicos instrumentales o históricos indicaría que la actividad de falla ocurre al menos parcialmente por reptación. La ligera discrepancia de las estrías de falla recientes y los movimientos determinados mediante GPS pueden indicar la mayor intensidad actual de la extensión regional ENE-OSO frente al acortamiento de NNW-SSE y sugerir la disminución de la actividad de los pliegues E-O a NE-SO en Sierra Nevada occidental.

Palabras clave: Falla normal; GPS; reptación; plegamiento.

Abstract: The Padul Fault is the main active normal fault in the Central Betic Cordillera formed by several segments of up to 7 km maximum length that accommodates the NE-SW extension. A non-permanent GPS network installed in 1999 constrains an average horizontal extensional rate of 0.5 mm/yr in N66°E direction. The fault length suggests that a (maximum) 6 magnitude earthquake may be expected, but the absence of instrumental or historical seismic events would indicate that fault activity occurs at least partially by creep. The discrepancy of fault striae and GPS motions may reveal the present-day dominance of the ENE-WSW regional extension versus ~NNW-SSE shortening and suggest the decrease of E-W fold activity in western Sierra Nevada.

Key words: Normal fault; GPS; creeping; folding.

INTRODUCCION

En la parte central de la Cordillera Bética, la extensión ENE-OSO se acomoda mediante fallas normales mientras que el acortamiento NNO-SSE desarrolla pliegues (Fig. 1). Sierra Nevada constituye una gran estructura antiformal formada desde finales de Serravallense, con una orientación aproximada E-O, que en la terminación periclinal suroccidental gira a NE-SO. La falla normal de Padul de orientación NO-SE se localiza en el límite suroccidental de Sierra Nevada. La actividad tectónica neógena ha determinado el desarrollo de la Cuenca de Granada localizada al oeste de Sierra Nevada.

La actividad sísmica desde 1990 (www.ign.es) revela una alta concentración de epicentros en la Cuenca de Granada principalmente relacionada con las fallas normales activas NO-SE (Sanz de Galdeano et al. 2012) (Fig. 1). Sin embargo, la sismicidad disminuye hacia el sudeste, en Sierra Nevada, Sierra de Lujar y Sierra de la Almirajara y también en el graben de Padul (Fig. 1).

El objetivo de esta investigación es analizar el comportamiento actual y reciente de la Falla Padul, a

partir de los datos geológicos y GPS (período 1999-2012) en relación con el desarrollo de la antiforma de Sierra Nevada.

LA FALLA DE PADUL

La falla NO-SE de Padul está formada por un segmento norte de 5.25 km y un segmento sur de 7 km, ambos conectados por otra falla de 1.5 km (Fig. 1). Su salto es de más de 800 m en su parte central (Santanach et al., 1980). El buzamiento de la superficie de falla es hacia el SO y variable desde 60-65° a menos de 20°. El régimen es predominantemente normal, aunque en muchos sectores hay una componente sinistral pequeña a moderada. El graben de Padul se formó desde el final del Mioceno. Los antiguos sedimentos aluviales plio-pleistocenos se encuentran con un buzamiento de 5°-45° hacia el NE sobre planos de falla de bajo ángulo. Estos sedimentos aluviales cubren las facetas triangulares del frente montañoso. Por el contrario, los sedimentos aluviales no consolidados del Pleistoceno superior y del Holoceno buzan hacia la cuenca situada al SO.

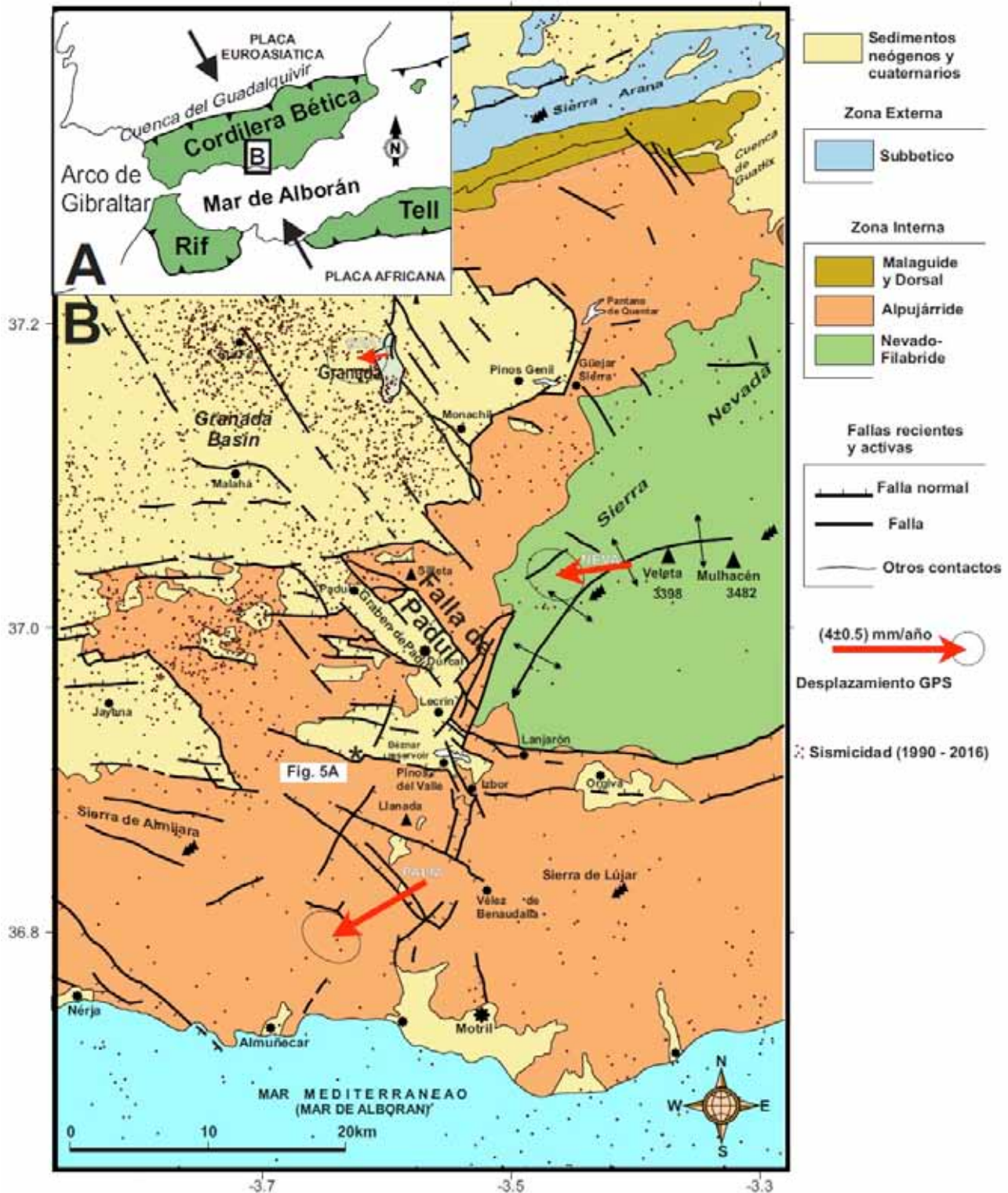


Figura 1: Situación geológica regional de la falla Padul. A. Cordillera Bética y Rif entre Eurasia y África. B. Mapa geológico de la parte central de la Cordillera Bética. Epicentros (profundidad <30 km, 1990 a 2016, www.ign.es).

Figure 1. Regional geological setting of the Padul Fault. A. Betic Cordillera and Rif placed in between Iberian and African forelands. B. Geological map of the central part of the Betic Cordillera. Epicenters (depth <30 km; 1990 to 2016) from IGN database (www.ign.es).

DESPLAZAMIENTOS ACTUALES

La red GPS regional instalada durante el proyecto Topo-Iberia (Garate et al., 2015) muestra los desplazamientos actuales hacia el O y OSO de las Zonas Internas de la Cordillera Bética Central con respecto al antepaís ibérico relativamente estable y una deformación extensional E-O a ENE-OSO en la parte más occidental de Sierra Nevada. En 1999 se instaló

una red de ocho vértices sobre la Falla de Padul (Fig. 2) (Ruiz et al., 2003). Se realizaron campañas de observación GPS -en marzo de 1999, mayo de 2000, julio y septiembre de 2011 y finalmente en noviembre de 2012- volviendo a ocupar los vértices durante un período mínimo de cinco horas durante tres días en las primeras campañas (1999 y 2000) y 72 horas de observación continua en las más recientes (2011 y 2012). Las posiciones se determinaron mediante

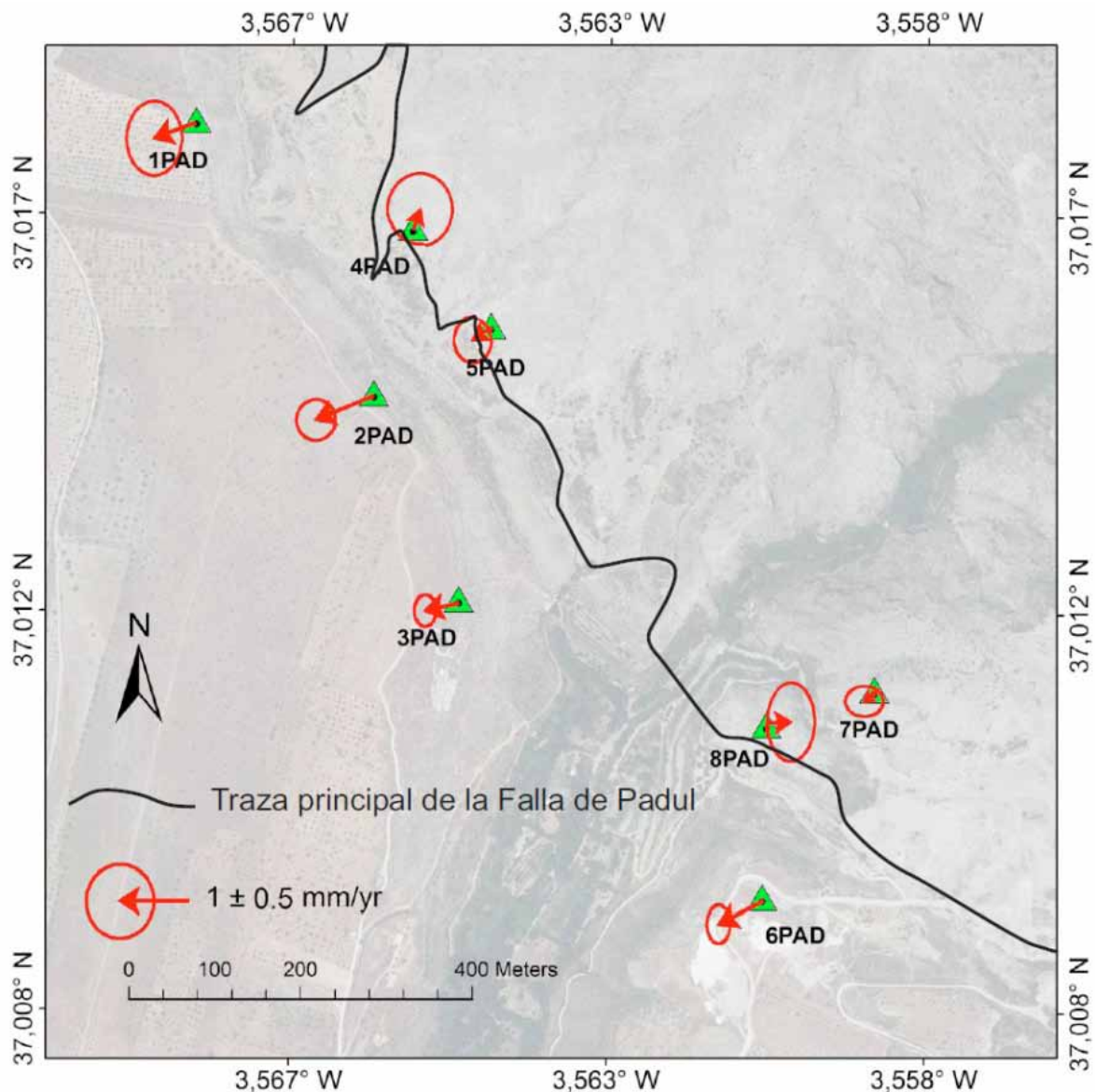


Figura 2: Campo de velocidad horizontal derivado de GPS con respecto a la velocidad promedio de los sitios 4PAD, 5PAD, 7PAD y 8PAD (17.7 y 16.5 mm para los componentes Este y Norte, respectivamente).

Figure 2. GPS-derived horizontal velocity field with respect to average velocity of 4PAD, 5PAD, 7PAD and 8PAD sites (17.7 and 16.5 mm for East and North components respectively).

software GIPSY-OASIS utilizando el método de Posicionamiento Preciso de Puntos (PPP) y estrategia de resolución de cero ambigüedad. La fig. 2 muestra el campo de velocidad residual en referencia IGS08 de la red de fallas de Padul (Gil et al., 2017). La actividad actual de la falla Padul en los dos sectores mejor caracterizados por la red GPS tiene una velocidad de extensión horizontal aproximada de 0.5 mm/año en dirección N66°E (0.44 a 0.55 mm/año; 0.4 a 0.5 mm/año de componente E-O y 0.2 mm/año de componente N-S). Estas altas velocidades de deformación en distancias muy pequeñas indican que la mayor parte de la deformación se produce cerca de la zona de falla. Si se considera un buzamiento promedio de la superficie de falla de 55°, el salto promedio debe ser de 0.78 mm/año. Estos resultados geodésicos, obtenidos en la falla de Padul (Gil et al., 2017) son ligeramente más elevados que los deducidos de los marcadores estratigráficos (0.16 a 0.35 mm/año, Sanz de Galdeano et al., 2012).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El segmento de falla más grande tiene aproximadamente 7 km de longitud, por lo que podría producir un hipotético terremoto de $M = 6$ con un salto total de 0.12 m, según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994). Con las velocidades de GPS medidas, este salto se acumula cada 154 años. Sin embargo, los registros sísmicos históricos e instrumentales (www.ign.es) no proporcionan ninguna evidencia de grandes terremotos en este sector, al menos en los últimos 500 años, lo que sugiere que la falla ahora está desbloqueada. A pesar de la evidencia geológica de eventos sísmicos en el área (Alfaro et al., 2001), estos resultados sugieren que esta falla mayor puede tener un comportamiento mixto, incluidas las deformaciones sísmicas y asísmicas.

La actividad de la falla de Padul determinada por la red GPS local (Fig. 2) puede considerarse en el marco de la deformación regional establecida por la red Topo-Iberia (Garate et al., 2015). El desplazamiento relativo del vértice PALM, localizado hacia el suroeste de la

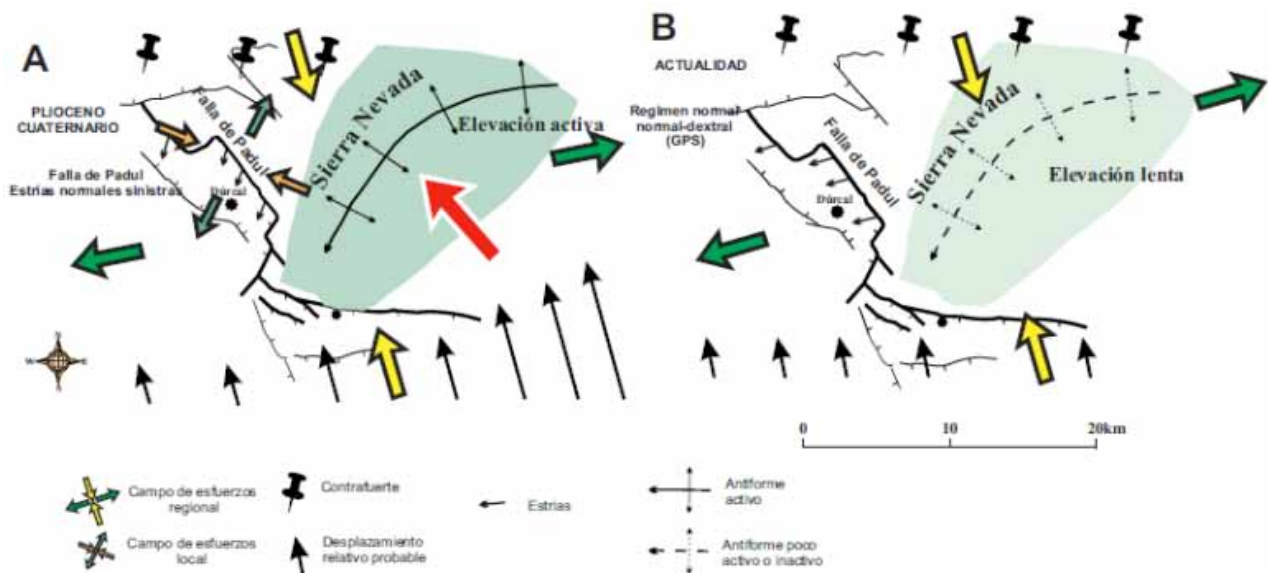


Figura 3: Cinemática de falla de Padul e interacción con el desarrollo de la antiforma de Sierra Nevada. A, Elevación activa de Sierra Nevada en el marco de la compresión NO-SE regional y falla de Padul que acomoda la extensión perpendicular NE-SO. El desplazamiento hacia el noroeste de la Sierra produjo una rotación del campo de esfuerzos regional, por lo que el campo de esfuerzos local en la Falla de Padul determinó una cinemática sinistral normal, de acuerdo con la mayoría de las estrías observadas. B, La reciente disminución del transporte hacia el noroeste de la Sierra, evidenciado por los datos del GPS, determina una cinemática actual dextra normal a normal según la dirección de tensión regional.

Figure 3. The Padul Fault kinematics influenced by the Sierra Nevada Antiform. A, Active uplift of Sierra Nevada in the frame of the regional NW-SE compression and Padul Fault accommodating the NE-SW orthogonal extension. Northwestwards displacement of the Sierra produced a rotation of the regional stress field and the local stress field in the Padul Fault determined a normal sinistral kinematics, in agreement with most of the observed striae. B, The recent decrease of northwestwards transport of the Sierra, evidenced by GPS data, determines a present-day normal to normal dextral kinematics according to the regional stress field.

falla en el bloque de techo, con respecto al sitio NEVA, situado en el bloque de muro en Sierra Nevada, indica una extensión horizontal de 1.43 mm/año en orientación N22°E con 0.53 mm/año de componente E-O y 1.33 mm/año componente N-S. Estos datos sugieren que la Falla de Padul, con una tasa de 0.5 mm/año, acomoda la mayor parte de la extensión regional ENE-WSW hacia el sudoeste de Sierra Nevada.

La disminución de la actividad de la antiforma de Sierra Nevada probablemente ha influido en los cambios en la cinemática desde normal sinistral hasta la normal dextra o puramente normal (Fig. 3). En este contexto, la Falla de Padul se puede considerar como una falla que acomoda la deformación en el extremo suroeste de la antiforma de Sierra Nevada. La Falla Padul y la antiforma de Sierra Nevada constituyen un excelente ejemplo de la interacción entre fallas y pliegues que determina la elevación del relieve en las últimas etapas de acortamiento de la Cordillera Bética.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido financiada por PAIUJA 2017/2018 proyecto UJA2016 / 00086/001, CGL2016-80687-R AEI / FEDER- UE y grupos de investigación RNM148 y RNM282 de la Junta de Andalucía.

Referencias bibliográficas

Alfaro, P., López-Garrido, A. C., Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C. & Jabaloy, A., (2001). Evidence for the activity

- and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta geológica hispánica*, 36, 283-295.
- Garate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A.J., de Lacy, M.C., Armenteros, J.A., Ruiz, A.M., Gallastegui, J., Alvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A. & Harnafi, M. (2015). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19, 287-295.
- Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C., Borque, M.J., Sánchez-Alzola, A., Martínez-Martos, M. & Alfaro, P. (2017). The Padul normal fault activity constrained by GPS data: Brittle extension orthogonal to folding in the central Betic Cordiller. *Tectonophysics*, 712-713, 64-71.
- Ruiz, A.M., Ferhat, G., Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C. Lacy, M.C., Rodríguez-Caderot, G. & Gil, A.J. (2003). Geodetic measurement of crustal deformation on NW-SE faults of The Betic Cordillera, Southern Spain, 1999-2001. *J. Geodynamics*, 35, 259-272.
- Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. & Bousquet, J. (1980). Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, 91, 417-440.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F. J., Peláez, J. A., Alfaro, P., Azañón, J. M., Galindo-Zaldívar, J., López-Casado, C., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J. & Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, 38, 209-223.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. America*, 84, 974-1002.



¿ESTÁ LA DIVISORIA DE SIERRA NEVADA ASOCIADA A UNA FALLA ACTIVA?

Is the ridge of Sierra Nevada associated to an active fault?

J.P. Galve (1), M. Ortuño (2), J.V. Pérez-Peña (1), P. Ruano (1,3), M. Viaplana-Muzas (4) y José Miguel Azañón (1,3)

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. jpgalve@ugr.es; pruan@ugr.es; vperez@ugr.es; jazan@ugr.es

(2) RISK-NAT Group, GEOMODELS Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona. maria.ortuno@ub.edu

(3) Instituto Andalúz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Av. Las Palmeras s/n. Armilla-Granada

(4) Institute of Earth Sciences Jaume Almera, ICTJA, CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. mviaplana@ictja.csic.es

Resumen/resumo: En un estudio geomorfológico del flanco norte de Sierra Nevada se han identificado varios rasgos morfológicos que podrían estar asociados a una gran falla E-O. Estos rasgos son una ladera plana continua coincidente con la cresta de la sierra y varias facetas triangulares y "sillas de montar". Las citadas morfologías dibujan un plano inclinado que buza alrededor de 30° hacia el norte, a favor del cual se han desarrollado grandes deslizamientos. Planteamos dos hipótesis para explicar la existencia de ese plano: una falla normal o un plano de rotura de un gran movimiento gravitacional. Serán necesarios trabajos adicionales para constatar las hipótesis y dilucidar el origen de las citadas morfologías.

Palabras clave: Sierra Nevada, geomorfología, falla, cresta

Abstract: Several geomorphic features suggesting the existence of a major fault coinciding with the Sierra Nevada ridge (S Spain) were observed during a recent geomorphological study. These features are a continuum plane slope in the ridge and a few triangular facets and saddles. The dipping plane drawn by these features show a dip of 30° to the north and large landslides were developed taking advantage of that plane as failure surface. Two main hypothesis were raised to explain the mentioned morphologies: a normal fault and a failure plane of a large gravitational movement. Further work needs to be done to confront the hypothesis and to establish the origin of the described landforms.

Key words: Sierra Nevada, geomorphology, fault, ridge

INTRODUCCIÓN

Durante un estudio geomorfológico del flanco Norte de Sierra Nevada se reconocieron diversos rasgos morfológicos que sugieren la presencia de una gran falla E-O coincidente o paralela a la cresta de la sierra, que se extendería desde su sector central hasta su extremo E. Hasta ahora no se había descrito nada parecido en esta zona intensamente estudiada desde el punto de vista geológico. Sin embargo, las observaciones realizadas recientemente gracias al uso de modelos digitales del terreno, modelos tridimensionales, trabajo de campo y fotos aéreas cenitales y oblicuas (estas últimas llevadas a cabo desde un dron) ofrecen suficientes evidencias para plantear la existencia de esa falla. Este trabajo describe los rasgos morfológicos observados, discute puntos a favor y en contra que apoyarían la existencia de esa falla y propone estudios futuros para desvelar el significado del plano de discontinuidad observado, su grado de actividad y la causa del hipotético movimiento.

MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

Los trabajos geológicos desarrollados hasta la fecha en Sierra Nevada (España) se han focalizado en su evolución, petrología y estructura interna. Se conoce con bastante detalle los materiales que forman su

núcleo, principalmente metapelitas y cuarcitas, y que el relieve de la Sierra es concordante con su estructura interna de gran antiformal abierto con un eje principal de dirección E-O. Este antiformal está limitado en el Sur por un sistema de fallas de salto en dirección OSO-ENE activo desde el Mioceno (**Fig. 1**, Martínez-Martínez et al., 2006). Este sistema de fallas atraviesa el denominado "Corredor de las Alpujarras", una zona deprimida situada entre Sierra Nevada y las sierras costeras de Gador y La Contraviesa. Martínez-Martínez et al. (2006) atribuyen a ese sistema de fallas actividad cuaternaria, el cual se enlaza con la Falla de Lanjarón a la que en la base de datos QAFI v3.0 asigna actividad probable (**Fig. 1**). El citado sistema de fallas transcurrentes enlaza con otro sistema de fallas normales activas que forman el límite Este entre Sierra Nevada y la Cuenca de Granada (**Fig. 1**; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999). Cabe citar que en la zona Este del Corredor de las Alpujarras se encuentra el sistema de fallas activas normales de Laujar, con una dirección E-O (**Fig. 1**; García Tortosa y Sanz de Galdeano, 2007; Martínez-Martos et al., 2017). En el interior del macizo rocoso que forma Sierra Nevada no se han cartografiado fallas activas hasta la fecha. Sierra Nevada, dada su homogeneidad litológica, es un lugar idóneo para testar índices geomorfológicos y

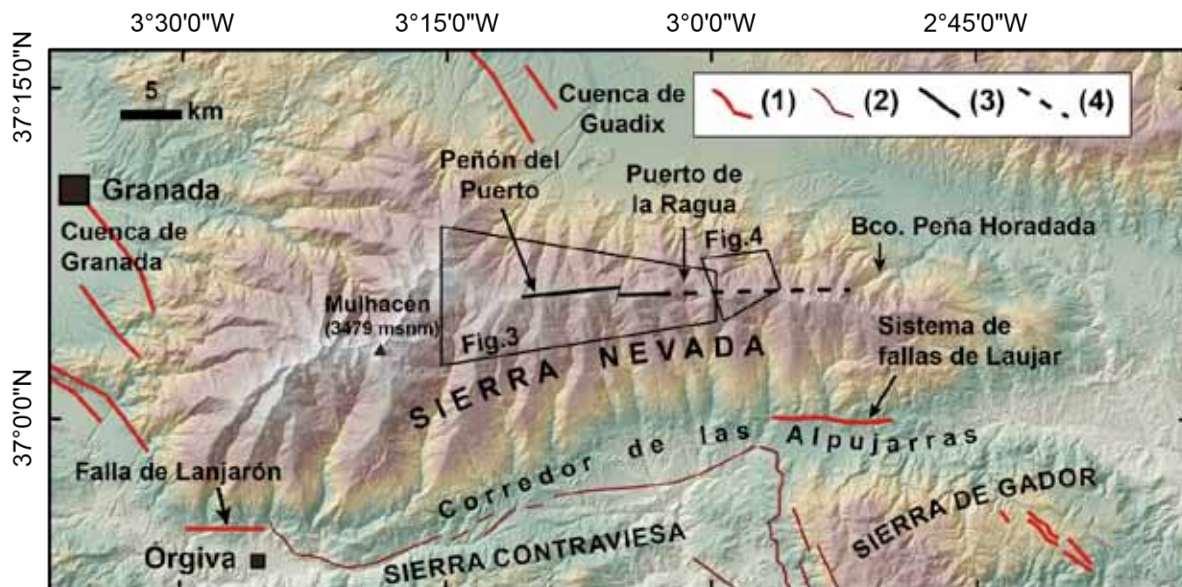


Figura 1: Situación geográfica de la traza de la falla propuesta y otras fallas activas (1) Fallas activas de la base de datos QAFI v3 (2) Fallas activas según Martínez-Martínez et al. (2006) (3) Traza observada de la estructura descrita. (4) Continuación supuesta de la estructura descrita.

Figure 1. Geographical situation of the proposed fault trace and other active faults (1) Active faults of the QAFI v3 database (2) Active faults according to Martínez-Martínez et al. (2006). (3) Observed trace of the described structure. (4) Supposed continuation of the structure.

en ella se han desarrollado un buen número de trabajos de geomorfología cuantitativa y análisis regional del relieve (e.g. Pérez-Peña et al. 2010). Sin embargo, en el detalle, esa homogeneidad litológica le confiere a la Sierra un relieve particular en ocasiones difícil de interpretar. Los trabajos de geomorfología clásica no son muy numerosos, localizándose la mayoría de ellos en su sector Oeste y centrándose todos ellos en aspectos relacionados con morfologías glaciares, periglaciares y movimientos en masa (e.g. Gómez-Ortiz et al., 2002; Chacón et al., 2007; Azañón et al., 2012). Por lo tanto, los sectores central y oriental de la Sierra son lugares vírgenes desde el punto de vista de la geomorfología clásica y, por ello, susceptibles de nuevos hallazgos. Los únicos mapas geomorfológicos que presentan una cartografía de esa zona son el Mapa Geomorfológico de España y el Margen Continental 1:1.000.000 (Martín-Serrano et al., 2004), que no indica ningún rasgo significativo en ese sector; y el Mapa Geomorfológico de Andalucía 1:400.000 que divide Sierra Nevada en cuatro unidades geomorfológicas: (1) relieves en materiales metamórficos, (2) barrancos y cañones denudativos, (3) formas glaciares y (4) formas periglaciares (Junta de Andalucía, 2004). Este mapa solo diferencia estas unidades y no dibuja rasgos morfológicos del relieve. Más recientemente, Farines et al. (2015) han presentado una cartografía regional que reconoce numerosos relictos de superficies de aplanamiento fini-miocenas en Sierra Nevada.

RASGOS MORFOLÓGICOS OBSERVADOS EN LA CRESTA DE SIERRA NEVADA

En la cara Norte de Sierra Nevada, a partir del Peñón del Puerto se puede observar una ladera planar que dibuja con claridad un plano con un buzamiento de alrededor de 30° hacia el Norte y culmina en la cresta principal de Sierra Nevada (Figs. 1, 2 y 3). Este rasgo del relieve se puede seguir por la divisoria de Sierra Nevada a lo largo de

aproximadamente 12 km hasta que se corta en el Puerto de la Ragua (Fig. 3). La longitud de la ladera planar en las zonas donde se preserva mejor su geometría varía entre 300 y 700 m. A su pie se observan laderas de menor pendiente y más irregulares que constituyen replanos superiores de grandes deslizamientos que presentan áreas entre 2,7 y 4,3 km² (Figs. 2 y 3). La morfología de estos deslizamientos invita a pensar que son activos, ya que sus rasgos morfológicos están bien preservados.

A unos 4,5 km al Oeste del Puerto de la Ragua encontramos un desdoblamiento de la cresta de Sierra Nevada formando una pequeña cuenca a más de 2200 m.s.n.m. donde se sitúa la denominada "Lagunilla Seca" (Fig. 4). Este desdoblamiento de cresta está asociado a una deformación gravitacional de ladera que parece haberse desarrollado a favor de una estructura que tendría una dirección y buzamiento similar a la del plano descrito anteriormente. A partir de ese punto y en dirección Oeste, hasta el Barranco Peña Horadada, ya no se observa ninguna morfología de plano inclinado, pero sí diversas facetas triangulares muy degradadas en línea con este último (Fig. 5). A lo largo del sector oriental de la ladera norte de la Sierra se observan "sillas de montar" que interrumpen las divisorias de cuencas. Este rasgo no se observa en las divisorias del flanco Sur. Por último, cabe señalar que el perfil transversal de la Sierra dibuja un salto de unos 250 m entre la ladera Norte y la Sur.

DISCUSIÓN

Los rasgos del relieve descritos parecen estar relacionadas con un accidente tectónico que hasta ahora no se había citado ni descrito. Desde nuestro punto de vista, es muy improbable que la discontinuidad observada se pueda explicar sin desplazamiento de las laderas, en relación, por ejemplo, a un contraste de erodibilidad. Al pie del plano estudiado, la forma de la ladera es idéntica a la



Figura 2: Vista desde el Este de la ladera planar y un deslizamiento desarrollado a favor de la morfoestructura.
Figure 2. View from the East of the planar slope and a large landslide developed taking advantage of the morfoestructura.

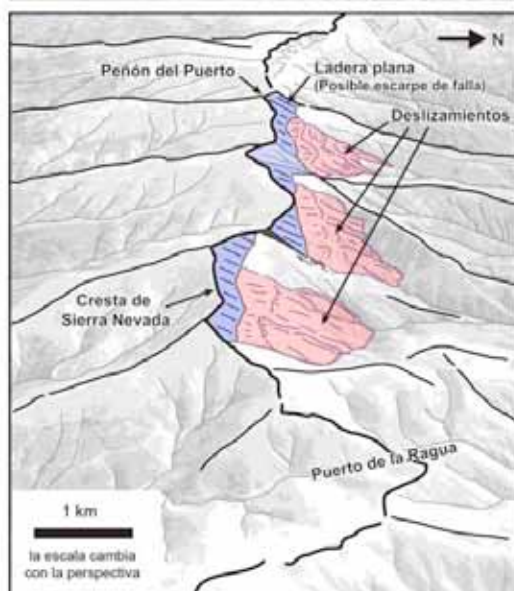


Figura 3: A. Vista 3D hacia el Oeste de la ladera plana y los grandes deslizamientos descritos en el texto. Imagen producida combinando un modelo de sombreado con una vista de Google Earth® B. Interpretación de la imagen A.
Figure 3. A. 3D view to the West of the plane slope and the large landslides described in the text. The image was produced combining a DEM and a Google Earth image. B. Interpretation of A.



Figura 4: Vista hacia el suroeste del desdoblamiento de cresta de la Lagunilla Seca. Imagen generada en Google Earth® con imágenes del visor Bing®.
Figure 4. View to the southwest of the "Lagunilla Seca" double ridge. Image produced using Google Earth® and images from the Bing® viewer.

que presenta a mayor distancia y también en el bloque levantado. Por tanto, es razonable pensar que el desplazamiento de las laderas habría tenido lugar a favor de una falla E-O. Su origen podría estar relacionado con el levantamiento del núcleo metamórfico que produciría extensión en su arco externo. Este levantamiento también podría generar el colapso extensional de esta zona, con una corteza engrosada, al igual que ocurre en la falla activa de Laujar en el flanco S del Anticlinal de Sierra Nevada (Martínez-Martos et al., 2017). Este proceso produciría una extensión local N-S paralela al contexto compresivo general.

Una interpretación alternativa a la tectónica sería el aprovechamiento de una discontinuidad estructural por un gran movimiento gravitacional. En ese caso, el plano descrito sería un plano de debilidad (i.e. discontinuidad muy penetrativa en el macizo rocoso o una falla previa) que habría facilitado el hundimiento de un sector del flanco Norte de Sierra Nevada. Movimientos de dimensiones equiparables no son habituales, y los que existen son controvertidos dado su posible origen mixto (o compuesto). Es el caso, por ejemplo, de la falla de Hell Creek en las Cadenas Costeras de British Columbia (e.g., Thomson, 1996; McCalpin,



Figura 5: Vista hacia el Sur de las facetas triangulares del sector Este.
Figure 5. View to the South of the triangular facets in the East sector

1999) o de la falla de Coronas en el Pirineo Central (Ortuño, 2013). En este último ejemplo, el movimiento se considera que pudo estar facilitado por la amplificación sísmica en las zonas de cresta. En el caso de Sierra Nevada, la cercanía a epicentros de terremotos históricos y a fallas sismogénicas hace pensar que también este efecto haya podido ser facilitador o disparador del movimiento.

Desde el punto de vista de su posible actividad poco se puede decir con la información disponible. Las dos evidencias principales son su expresión superficial y la presencia de grandes deslizamientos asociados a la estructura. Su actividad, si existiese, estaría en consonancia con la extensión N-S que indican los datos actuales de GPS que se observa en el S de la parte central de la Cordillera (cf. Galindo-Zaldívar et al., 2015).

La morfología descrita, dada su longitud e importancia, se debería tener en cuenta para estudios más detallados y dilucidar si nos encontramos con una falla y de qué tipo. La ladera plana continua a lo largo de la cresta, las facetas triangulares y las "sillas de montar" que observamos en un contexto donde la principal discontinuidad de la roca, la esquistosidad, se encuentra subhorizontal, sugiere que la morfología de la divisoria de Sierra Nevada está condicionada por una falla. Si finalmente se tiene la certeza de que es así, para comprender su actividad, se necesitarán otros estudios orientados, por ejemplo, al monitoreo mediante GPS.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2015-67130-C2-1-R (FEDER y Ministerio de Economía y Competitividad).

Referencias bibliográficas

- Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Yesares, J., Rodríguez-Peces, M.J., Roldán, F.J., ... & Martínez-Martínez, J.M., 2012. Metodología para el análisis de la susceptibilidad frente a deslizamientos en el parque nacional de Sierra Nevada mediante SIG. Proyectos de investigación en parques nacionales: convocatoria, 2011, pp.7-24.
- Chacón, J.; Irigaray, T.; Fernández, T. Los movimientos de ladera de la provincia de Granada. En: Atlas de Riesgos Naturales en la Provincia de Granada; Ferrer, M., Ed.; Diputación de Granada-Instituto Geológico y Minero de España (IGME): Granada, Spain, 2007, pp. 45–82
- Farines, B., Calvet, M., Gunnell, Y., 2015. The summit erosion surfaces of the inner Betic Cordillera: Their value as tools for reconstructing the chronology of topographic growth in southern Spain. *Geomorphology* 233, 92–111.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Sanz de Galdeano, C., Lacy, M.C., García-Armenteros, J.A., Ruano, P., Ruiz, A.M., Martínez-Martos, M., Alfaro, P., 2015. Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics* 663, 290–301.
- García Tortosa F.J. & Sanz de Galdeano C. (2007). Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica cuaternaria en el frente montañoso del borde sur de Sierra Nevada: la falla normal de Laujar de Andarax. *Cuaternario y Geomorfología* 21 (3-4), 101-112
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador, F., Sánchez, S., & Simón, M. (2002). Mapa geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glacial y periglacial. Granada: Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 86 p.
- Junta de Andalucía, (2004). Mapa Geomorfológico de Andalucía 1:400.000. Disponible en: <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam>
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics* 422, 159–173.
- Martínez-Martos, M., Galindo-Zaldívar, J., de Galdeano, C. S., García-Tortosa, F. J., Martínez-Moreno, F. J., Ruano, P., ... & Azañón, J. M. (2017). Latest extension of the Laujar fault in a convergence setting (Sierra Nevada, Betic Cordillera). *Journal of Geodynamics*, 104, 15-26.
- Martín-Serrano A. (coord.) (2005). Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental a escala 1: 1.000. 000. Á. (Ed.). Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- McCalpin, J.P., 1999. Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp like landforms in mountainous regions. Techniques for identifying faults and determining their origins, U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-5503, Appendix A, pp A122-A142
- Ortuño, M. (2013). Criteria to distinguish neotectonic from other active faults: Examples from the Central Pyrenees. *Cuaternario y Geomorfología* 27 (3-4), 73-82.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74–87.
- QAFI (2015). Quaternary Active Faults Database of Iberia, Instituto geológico y Minero de España Disponible en: info.igme.es/qafi/
- Sanz de Galdeano, C. & López-Garrido, A.C. (1999). Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30, 259-272.
- Thomson, S.C., (1996). Evidence supporting a non-tectonic origin for the Hell Creek "fault", southwestern British Columbia. Meeting of the Geological Society of America. Abstract with programs, vol 28, p A-157.



ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO ALHAMA DE MURCIA – ALCANTARILLA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA: ESTIMACIÓN DE ACORTAMIENTO Y TASAS DE DESLIZAMIENTO MEDIANTE CORTES COMPENSADOS

Structural analysis of the Alhama de Murcia – Alcantarilla segment of the Alhama de Murcia fault: estimation of shortening and slip rates using balanced cross sections.

P. Herrero-Barbero (1), J.A. Álvarez-Gómez (1), J.J. Martínez-Díaz (1, 2)

(1) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Nováis, 2. 28004-Madrid. pherrero@ucm.es

(2) Instituto de Geociencias IGEO. UCM-CSIC.

Resumen: En este trabajo se presentan los resultados preliminares del análisis geométrico de un pliegue asociado a la inversión tectónica del extremo NE de la Falla de Alhama de Murcia (Zona de Cizalla de las Béticas Orientales) debida a la convergencia NO-SE iniciada en el Mioceno Superior. A partir de un modelo 3D, un corte compensado por áreas y la restitución estructural de un marcador tortoniense se ha realizado una aproximación al acortamiento y a las tasas de deslizamiento. Las estimaciones aquí realizadas evalúan varios escenarios propuestos basados en la geometría de la Falla de Alhama de Murcia, las direcciones de acortamiento regional y la edad de la inversión tectónica. De esta forma, la tasa de deslizamiento neto obtenida oscilaría desde 0.1 mm/a (7.6 Ma) hasta 0.6 mm/a (4.8 Ma).

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, Cuenca de Fortuna, tasa de deslizamiento, cortes geológicos compensados

Abstract: We present here the preliminary results of a geometrical analysis in the NE end of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone). We focus on a fold related to the tectonic inversion due to the NW-SE convergence started in the Upper Miocene. A 3D model and a cross-section restoration have been used to estimate the shortening and the slip rates. The approach carried out here assess several scenarios based on the geometry of the Alhama de Murcia Fault, the directions of regional shortening and the age of the tectonic inversion. The net slip rate obtained would range from 0.1 mm/a (7.6 Ma) to 0.6 mm/a (4.8 Ma).

Key words: Alhama de Murcia fault, Fortuna basin, slip rate, cross-section restoration.

INTRODUCCIÓN

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es una de las fallas de mayor longitud y actividad de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), extensa estructura de dirección NE-SO dominada por fallas de desgarre sinistral y sinistral-inversas. Gran parte de los terremotos históricos destructivos ocurridos en las Béticas Orientales están asociados a esta estructura. Por esta razón, numerosos estudios se han centrado en la caracterización sismogénica de la FAM y la determinación de las tasas de deslizamiento (p. ej. Martínez-Díaz *et al.*, 2001; Masana *et al.*, 2004; Ferrater *et al.*, 2016). El segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla (A-A) constituye la terminación NE de la FAM y limita con la cuenca neógena de Fortuna. Se trata del sector menos estudiado, ya que presenta menor relieve y menos caracteres paleosísmicos que otros segmentos, aunque el catálogo sísmico muestra terremotos históricos importantes de intensidad EMS VI (Alcantarilla, 1905, 1908) y EMS VII (Alhama de Murcia, 1855).

En este trabajo se presenta el análisis de varias secciones del sector suroccidental de la cuenca neógena de Fortuna, en las que se han identificado rasgos estructurales asociados a la cinemática de la FAM en diferentes regímenes tectónicos. Mediante un corte compensado por conservación de áreas se

ha estimado la tasa de acortamiento horizontal local en el segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla. Partiendo de esta estimación, se ha realizado una aproximación a la tasa de deslizamiento neto, valorando varios escenarios posibles.

MARCO TECTÓNICO

La FAM se localiza en las Zonas Internas de la Cordillera Bética, comúnmente conocidas como el Dominio de Alborán. Este dominio está estructurado por una serie de complejos tectono-sedimentarios dispuestos en un apilamiento de mantos de corrimiento alpinos. Estos complejos fueron reactivados como fallas normales de bajo ángulo bajo un régimen extensional dominante durante el Mioceno. En este contexto, la Falla de Alhama de Murcia actuó principalmente como una falla normal que acomodaba una dirección de extensión aproximada N-S (Meijninger y Vissers, 2006).

El periodo neotectónico en el sector oriental de la Cordillera Bética comenzaría en el Mioceno Superior, dominando un régimen compresivo con un máximo acortamiento NNO-SSE controlado por la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia. La FAM experimentó una inversión tectónica en respuesta a la convergencia regional (Armijo, 1977), pasando a comportarse como una falla de desgarre sinistral con componente inversa.

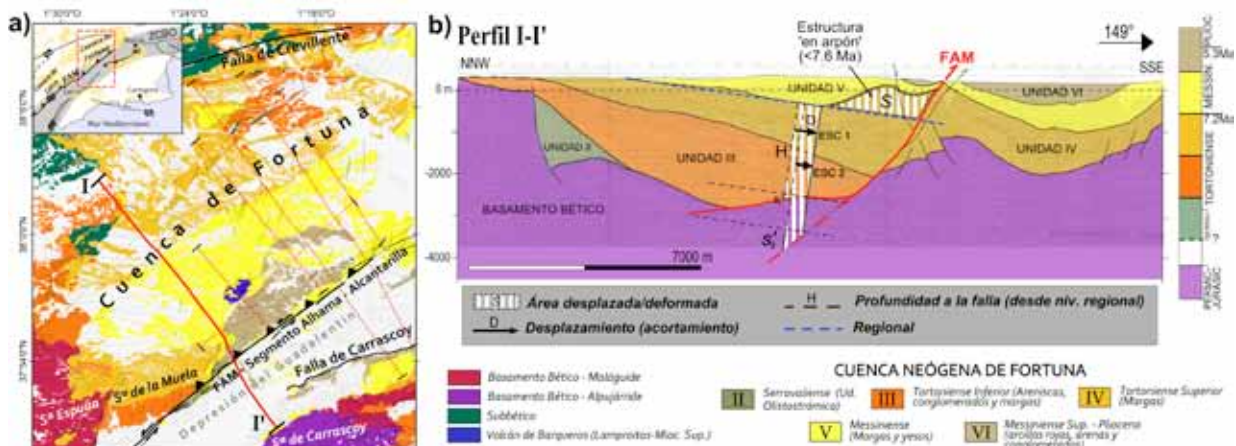


Figura 1: a) Marco geológico local de la zona de estudio y localización de los perfiles de sismica de reflexión empleados en la construcción del modelo 3D (destacado, en rojo, el perfil I-I'). b) Perfil I-I' con las unidades estratigráficas digitalizadas a partir de la interpretación sísmica (IGME, 2005). Se representa en sombreado blanco la restitución por compensación de áreas de los escenarios propuestos (ESC 1 y ESC 2). El área de la estructura 'en arpón' (S) es equivalente al área desplazada ($S + S_{1,2}$).
 Figure 1: a) Geological setting of the study area and location of the seismic reflection profiles used in the 3D model construction (highlighted, in red, profile I-I'). b) I-I' profile with stratigraphic units digitized from the seismic interpretation (IGME, 2005). The area-balanced restoration of the proposed scenarios (ESC 1 and ESC 2) is represented in white shading. The area of the 'harpoon' structure (S) is equivalent to the displaced area ($S + S_{1,2}$).

Las condiciones geodinámicas reinantes en el Dominio de Alborán durante el Neógeno controlaron la génesis de las Cuencas de Lorca y de Fortuna (Fig. 1.a). Inicialmente, algunos autores asocian el origen de estas cuencas a extensiones locales generadas por el movimiento de fallas de desgarre (Montenat *et al.*, 1987; De Larouzière *et al.*, 1988). Más recientemente, las relacionan con fases de deformación extensional (Meijninger y Vissers, 2006). Los perfiles de sismica de reflexión de la Cuenca de Fortuna (Fig. 1) muestran estructuras extensionales sin-sedimentarias en las unidades del Mioceno Superior que apoyan la teoría de que durante la sedimentación la FAM se comportó como una falla normal de crecimiento (Martínez del Olmo *et al.*, 2006).

Tras la inversión tectónica miocena se pone de manifiesto la existencia de una importante componente inversa relacionada con el acortamiento regional, responsable a su vez del levantamiento del relieve que bordea la cuenca de Fortuna. Este levantamiento tectónico condicionó una restricción salina y posterior formación de evaporitas, mecanismo que se repite en otras cuencas Mediterráneas durante el Mioceno. Algunos autores señalan que las cuencas de Lorca y Fortuna contienen evaporitas más antiguas que sus equivalentes de la Crisis Salina Messiniense (5.96-5.33 Ma), datándolas en el Tortoniense Superior (7.6-7.8 Ma; Krijgsman *et al.*, 2006). Otras investigaciones, sin embargo, retrasan el inicio del levantamiento tectónico hasta el Plioceno (4.8 Ma; Garcés *et al.*, 2001).

MODELO GEOLÓGICO 3D

En la reconstrucción del sector suroccidental de la Cuenca de Fortuna se han empleado perfiles de sismica de reflexión previamente interpretados (IGME, 2005), diagráfos eléctricos de un sondeo y datos estructurales de superficie. Todos estos datos se han integrado en un marco tridimensional común mediante el *software* de modelado estructural *Move*, dando como resultado un modelo geológico-estructural georreferenciado y validado con la

cartografía publicada y las observaciones de campo. Esta metodología proporciona el medio para realizar un análisis estructural tanto en dos como en tres dimensiones mediante la restitución de marcadores en secciones transversales y de superficies en 3D. En este trabajo se muestran los primeros resultados a partir de cortes compensados en dos dimensiones.

RESTITUCIÓN ESTRUCTURAL POR COMPENSACIÓN DE ÁREAS

Un rasgo representativo de la inversión tectónica positiva experimentada en la FAM se observa en el extremo SO del segmento A-A (perfil I-I', Fig.1), en un pliegue asimétrico conocido como de "tipo arpón" que deforma la secuencia estratigráfica desde el Tortoniense superior. Se ha seleccionado esta estructura dado que permite restringir el acortamiento horizontal posterior a la reactivación de la falla y proporciona una estimación de medidas mínimas de desplazamiento de la FAM en el segmento A-A asociadas a su reciente cinemática.

Con el objetivo de cuantificar el acortamiento responsable de la deformación del pliegue, se ha llevado a cabo una restitución por compensación de áreas. Esta metodología asume que en una sección transversal debe existir una compensación de áreas entre el estado previo a la deformación y el estado deformado (Fig. 1.b), tal y como establece por primera vez Chamberlin (1910) y más tarde Hossack (1979) para estimar la cantidad de acortamiento horizontal. La relación geométrica ($D = S/H$) considera: 1) la componente horizontal del desplazamiento (D) a lo largo del plano de falla, entendida como el acortamiento que experimenta la estructura en una dinámica compresiva; 2) el área deformada (S) sobre un nivel de buzamiento regional de referencia y 3) la profundidad (H) de la falla con respecto al nivel regional. Los parámetros geométricos empleados en cada escenario se han tomado del modelo geológico 3D.

La aplicación del método hace necesario definir una geometría de la FAM desde la superficie hasta el basamento. Dado que se trata de una cuestión

sujeta a discusión, para esta primera aproximación se han propuesto dos escenarios basados en las posibles geometrías de la falla en profundidad. El primer escenario (ESC1) se ciñe a la interpretación de los perfiles sísmicos, que muestra una geometría lística de la FAM limitando la cuña sedimentaria de la cuenca con el basamento Bético. Martínez del Olmo *et al.* (2006) interpretan, respecto a esta geometría, un despegue extensional muy activo durante el Messiniense y que se reactivó con la inversión tectónica. No obstante, no se puede descartar que la deformación resultante del desplazamiento, ya sea total o parte de él, se acomode en una falla planar, con lo que se propone además un segundo escenario (ESC2). En este caso, se estimará el mínimo desplazamiento horizontal posible sobre el plano de falla de un área de la sección que, según la relación geométrica, debe ser equivalente al área de la estructura deformada.

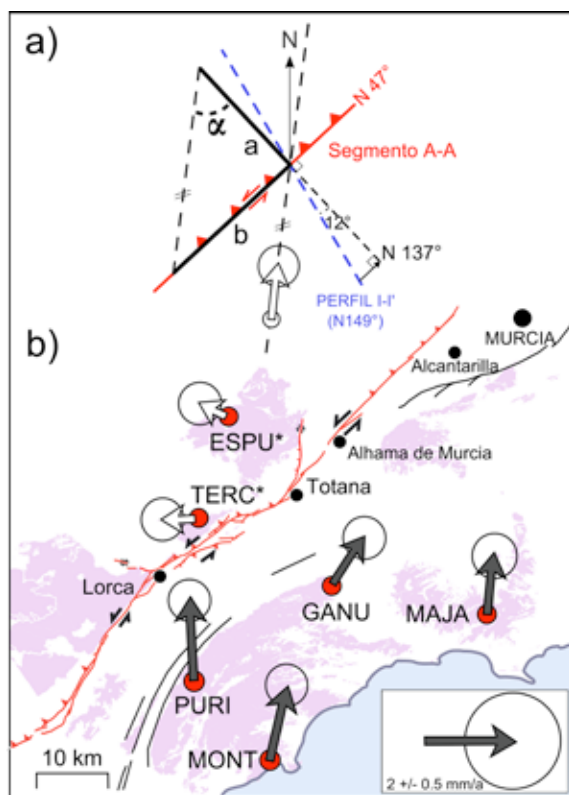


Figura 2: a) Relación geométrica entre la tasa de acortamiento estimada (a) y la tasa de deslizamiento lateral (b). 'α' representa el ángulo entre el vector perpendicular al segmento A-A y la dirección de acortamiento tomada en las estaciones GPS. b) Localización de las estaciones GPS de la red CuaTeNeo con orientación modificada de Echeverría *et al.* (2013) considerando estable el bloque NO de la FAM. Figure 2: a) Geometrical relationship between the estimated shortening rate (a) and the strike-slip rate (b). 'α' represents the angle between the vector perpendicular to segment A-A and the direction of shortening taken from GPS stations. b) Location of the GPS stations of the CuaTeNeo network with modified orientation from Echeverría *et al.* (2013), considering the hanging wall of the FAM as a reference frame.

Para realizar el corte compensado, se ha partido de una sección con una dirección N 149°, coincidente con el perfil sísmico que mejor refleja la estructura "en arpón". No obstante, los resultados de acortamiento horizontal se han proyectado sobre un perfil de dirección N 137°, perpendicular al segmento A-A (Fig 2.a). El acortamiento horizontal estimado en

este caso oscila entre los 465 m en el ESC2 y los 671 m en el ESC1.

TASAS DE ACORTAMIENTO Y DESLIZAMIENTO

Para calcular la tasa de deslizamiento en la horizontal, además de los dos escenarios propuestos para reducir la incertidumbre debida a la geometría de la falla, se ha planteado un rango de edades de inicio de la inversión tectónica (4.8 – 7.6 Ma). Por consiguiente, se obtiene una tasa de acortamiento de entre 0.09 y 0.14 mm/a para el ESC1 y de entre 0.06 y 0.10 mm/a para el ESC2. A partir de esta componente, se han estimado la tasa de deslizamiento según el buzamiento y la tasa de levantamiento. Se ha considerado un buzamiento medio del plano de falla de 45°, interpretado a partir de los perfiles integrados en el modelo 3D.

	TASA DE DESLIZAMIENTO NETO / NET SLIP (mm/a)			
	7.6 Ma		4.8 Ma	
	ESC1	ESC2	ESC 1	ESC2
PURI	0.15	0.10	0.23	0.16
MAJA	0.16	0.11	0.26	0.18
MONT	0.18	0.12	0.28	0.20
GANU	0.38	0.26	0.60	0.41

Tabla 1: Resultados de tasas de deslizamiento neto estimadas en función de las direcciones de acortamiento, el inicio de la inversión tectónica y la geometría de la FAM (ESC1 y ESC2).

Table 1: Results of net slip rates estimated according to the regional shortening directions, the age of the tectonic inversion and the geometry of the FAM (ESC1 and ESC2).

La FAM, al tratarse de una falla oblicua, posee una componente de deslizamiento lateral o de desgarre, con numerosas expresiones geomorfológicas observadas a lo largo de su traza, con la excepción del segmento A-A, donde no hay indicios evidentes que permitan cuantificarla. Para calcular la tasa de deslizamiento lateral a partir del análisis previo, se han tomado vectores de velocidad GPS de Echeverría *et al.* (2013), que representan la dirección del desplazamiento real en la horizontal con respecto a Eurasia. Se asume que este desplazamiento es representativo del movimiento producido desde el inicio del acortamiento. En la figura 2.b. se muestra la localización de las estaciones de la red CuaTeNeo empleadas, pero considerando como estable en nuestro caso el bloque NO de la FAM. Dado que conocemos la componente perpendicular a la falla de este desplazamiento, es decir, el acortamiento horizontal obtenido, es posible estimar la componente paralela o desplazamiento en dirección (figura 2.a.). Los resultados denotan una elevada dispersión debido a la diferente orientación de los vectores de velocidad registrados en las estaciones próximas. En consecuencia, entre las tasas de deslizamiento neto estimadas para el segmento A-A (tabla 1) obtenemos un mínimo de 0.10 mm/a correspondiente al ESC2 y un máximo de 0.60 mm/a en el ESC1.

DISCUSIÓN

La restitución estructural de marcadores 2D por compensación de áreas se ha empleado en este trabajo con el fin de aproximarse a una tasa de deslizamiento en la región NE de la FAM. Los resultados que se presentan aquí abordan la implicación de otros factores que deben discutirse al

encarar la estimación de la tasa de deslizamiento: la dirección de acortamiento regional, la profundidad de la falla que acomoda el desplazamiento y la edad de inicio de la inversión tectónica.

Las estaciones GPS empleadas presentan unos vectores de acortamiento regional NNE-SSO, salvo una de ellas, GANU, de dirección NE-SO. Esta estación incorpora bastante dispersión a los resultados de deslizamiento neto obtenidos, sin embargo, creemos que es oportuno considerarla ya que implica un aumento notable del deslizamiento de desgarre con respecto al resto. La dispersión de resultados puede estar influida por el hecho de que las velocidades GPS representan una fase intersísmica de deformación que no discrimina entre segmentos de la FAM ni entre las fallas de Carrascoy y Palomares. En cuanto a las distintas geometrías de la FAM, los cortes compensados por áreas no nos permiten discernir si la FAM acomoda el total del deslizamiento oblicuo como una falla listrica reactivada o si ésta absorbe solo la componente de acortamiento (ESC1), mientras que el desplazamiento lateral lo acomoda una geometría planar (ESC2). Este inconveniente podría resolverse combinando en 3D distintas geometrías de falla con diferentes ángulos de oblicuidad del acortamiento regional.

Las tasas de deslizamiento neto estimadas son inferiores a las máximas tasas obtenidas por Masana *et al.* (2004) y por Ferrater *et al.* (2016) para el segmento Lorca-Totana, siendo éstas de 0,7 mm/a y $0,9 \pm 0,1$ mm/a, respectivamente. No obstante, la Falla de Carrascoy ($0,37 \pm 0,08$ mm/a; Martín-Banda *et al.*, 2015), coincidente con la posición del segmento A-A al otro lado de la depresión del Guadalentín, se espera que haya absorbido parte de la deformación durante el Cuaternario (Martínez-Díaz, 1998), lo que explicaría que la FAM apenas genere relieve en este sector. La partición de la deformación sería compatible con parte de nuestros resultados. Por eso, en futuros trabajos se pretende analizar los factores aquí expuestos y concretar el inicio de la inversión en la zona de estudio con el propósito de acotar el rango de resultados.

CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta un análisis estructural del segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla, situado en el extremo NE de la Falla de Alhama de Murcia. Mediante la restitución estructural de una sección aplicando el principio de conservación de áreas se ha logrado obtener una serie de resultados preliminares que nos permiten aproximarnos al acortamiento horizontal y a la tasa de deslizamiento neto en esta región. Para ello, se ha partido de diversos escenarios basados en la geometría de la FAM, las direcciones de acortamiento regional tomados de vectores de velocidad GPS y la edad de la inversión tectónica. Los resultados de tasa de deslizamiento neto obtenidos oscilan desde un mínimo de 0.1 mm/a (7.6 Ma) hasta un máximo de 0.6 mm/a (4.8 Ma). En el futuro será necesario redefinir los escenarios propuestos para acotar estos resultados, dada la importancia de la determinación de la tasa de deslizamiento neto en las estimaciones de peligrosidad sísmica en la Falla de Alhama de Murcia.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto *Quake-Step* (CGL2017-83931-C3-1-P) del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad, y una beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Agradecemos a Eulàlia Masana sus comentarios y sugerencias para mejorar este manuscrito.

Referencias bibliográficas

- Armijo, R. (1977). *La zone des failles Lorca – Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude tectonique et neotectonique*. MsC Thesis, University, Paris VII, 229 pp.
- Chamberlin R.T. (1910). The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology*, 18(3), 228-251.
- De Larouzière, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montecat, C., & d'Estevou, P. O. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152(1-2), 41-52.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín Dávila, J. & Suriñach, E., (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallás, R., Perea, H., Baize, S., García Meléndez, E., Martínez Díaz, J.J., Echeverría, A., Rockwell, T. K., Sharp, W. D., Medialdea, A. & Rhodes, E. J. (2016). Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics*, 680, 122-128.
- Garcés, M., Krijgsman, W., & Agustí, J. (2001). Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13(2), 199-216.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (2005). Estudio de la información geológica y geofísica del subsuelo (sísmica de reflexión y sondeos) en el sector SE de la Provincia de Murcia. Informe técnico. *Consejería de Industria y Medio Ambiente de la Región de Murcia*, Murcia, España, 37pp. y Anexos 1-37.
- Krijgsman, W., Leewis, M. E., Garcés, M., Kouwenhoven, T. J., Kuiper, K. F., & Sierro, F. J. (2006). Tectonic control for evaporite formation in the Eastern Betics (Tortonian; Spain). *Sedimentary Geology*, 188, 155-170.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, Á. E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., Medialdea, A. & Herrero, M. J. (2015). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone, *Tectonics*, 35(1), 55-75.
- Martínez del Olmo, W., Klimowitz, J. & Hernández, E. (2006). El despegue extensional mioceno de la zona de falla de Alhama de Murcia. *Boletín Geológico y Minero*, 117(3), 363-377.
- Martínez-Díaz, J. J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del Oeste de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España), 470 pp.
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E. & Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 253-270.
- Martínez-Díaz, J.J. & Hernández-Enrile, J.L. (2001). Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity on an active oblique-slip fault. *Geologica Acta*, 36, 297-313.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary. Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1–17.
- Meijninger, B. M. L. & Vissers, R. L. M. (2006) Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, 18, 547–571.
- Montecat, C., d'Estevou, P. O., Masse, P. (1987). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 1-22.



DEFORMACIÓN COMPRESIVA CUATERNARIA EN LA CONEXIÓN ENTRE LAS FALLAS DE CARRASCOY Y PALOMARES (CORDILLERAS BÉTICAS ORIENTALES)

Quaternary compressive deformation in the linkage zone between the Carrascoy and Palomares faults (Eastern Betic Chain)

J.M. Insua-Arévalo (1), J. García-Mayordomo (2), R. Martín-Banda (2), J.J. Martínez-Díaz (1,3), E. Masana (4)

(1) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 12. 28004-Madrid. insuarev@ucm.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid.

(3) IGEO-Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC). Universidad Complutense de Madrid.

(4) Grupo RISKINAT, Dpto. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

Resumen/resumo: La sierra de Carrascoy y la sierra de la Almenara están controladas por la deformación asociada a las fallas de Carrascoy y Palomares, respectivamente, ambas pertenecientes a la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). El sector comprendido entre ambas sierras presenta un relieve bajo y prácticamente llano que ha sido relacionado con la propagación del graben de Mazarrón hacia el norte. Sin embargo, la zona presenta una serie de rasgos geomorfológicos y estructurales que parecen ajustarse más a un régimen tectónico compresivo que durante el Pleistoceno Medio ha reactivado como inversas antiguas fallas normales con orientación N20-40E. Este régimen compresivo pudo ser el causante del carácter endorreico que sufrió el río Guadalentín en este sector. El estudio de zonas de aparente baja deformación localizadas entre grandes fallas puede ser clave para entender la cinemática de la ZCBO, así como para estimar su potencial sísmico.

Palabras clave: Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), inversión tectónica, Las Lomas, Cuenca de Mazarrón, Falla de los Tollos

Abstract: Carrascoy and Almenara ranges are controlled by the deformation associated with the Carrascoy and Palomares faults, respectively, both belonging to the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ). The sector between both mountain ranges presents a low and practically flat relief that has been related to the propagation of the Mazarrón graben towards the north. However, the zone presents a series of geomorphological and structural features that seem to fit more to a compressive tectonic regime. Such a tectonic regime occurs during the Middle Pleistocene reactivating ancient N20-40E normal faults as reverse faults generating a positive relieve which could be the cause of the endorheic environment of the Guadalentín River in this sector. The study of zones of apparent low deformation located between large faults can be key-point to understand the kinematics of the EBSZ, as well as to estimate its seismic potential.

Key words: Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), tectonic inversion, Las Lomas, Mazarrón basin, Los Tollos Fault

La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) (De Larouzière et al., 1988) está formada por un conjunto de fallas que controlan el relieve de las sierras circundantes (Fig. 1). El sector comprendido entre los relieves de la sierra de Carrascoy y la sierra de la Almenara, presenta una topografía prácticamente llana que ha sido relacionado con la propagación por fallas normales del graben de Mazarrón hacia el norte (Leyva Cabello et al., 2010). Dicha topografía se ve además afectada por la erosión remontante en la cuenca de Mazarrón, que controla los pocos escarpes morfológicos significativos de la zona. Sin embargo, la zona presenta una serie de rasgos geomorfológicos y estructurales que parecen derivarse de un régimen tectónico compresivo NO-SE.

En este trabajo se presentan las observaciones realizadas sobre modelos digitales del terreno en la zona denominada en este trabajo como "las Lomas" (que incluye desde la pedanía de Las Lomas, Loma de Lardín, hasta Lomas de Butrón) que apuntan a la existencia de una tectónica reciente compresiva en la región. Estas observaciones morfológicas se apoyan con observaciones estructurales realizadas en campo, entre las que se incluyen las que se muestran en el talud de carretera de la figura 3.

La zona de las Lomas se sitúa entre los relieves de la sierra de Carrascoy al NE, y los de la sierra de la

Almenara al SO, quedando la depresión del Guadalentín al N, y la cuenca de Mazarrón al S. En comparación con las sierras circundantes, la zona de estudio muestra un relieve prácticamente llano, cuyo rasgo más significativo es el escarpe del Saladillo, escarpe en forma de media luna producido por la erosión remontante desde el S de la red de drenaje instalada en los materiales blandos de la cuenca de Mazarrón.

Los relieves de las sierras están formados por materiales de la Zona Bética Interna orlados por depósitos miocenos deformados por la actividad de las fallas de Palomares y Carrascoy. La zona de las Lomas está formada por una serie sedimentaria regresiva que comienza con unidades marinas mesinienses que dan paso a un ambiente continental de sistemas fluviales relacionados con el antiguo curso del río Guadalentín (Silva, 1994). La serie culmina con el desarrollo de depósitos aluviales durante el Pleistoceno Medio en forma de extensos abanicos de poca potencia (< 5 m) procedentes de las sierras de la Almenara y de Carrascoy, levantadas por la compresión asociada a las fallas de Palomares y de Carrascoy, respectivamente. Los materiales aluviales presentan en superficie un desarrollo edáfico carbonatado con diferente grado de evolución (Alonso-Zarza et al., 1998) que marcan unas condiciones climáticas de aridez.

La superficie de abanicos aluviales con desarrollo de la calcreta representa un marcador excelente para la identificación de movimientos neotectónicos verticales. En general, la zona está caracterizada por relieves estructurales tabulares afectados por la erosión remontante que origina el escarpe del Saladillo que en ocasiones dejan cerros testigos, alguno de ellos con singulares morfologías alargadas (Loma Larga). Los abanicos estudiados presentan una pendiente original radial hacia el E (variando de ENE a ESE). La pendiente original se ve modificada en la zona de las Lomas, donde la superficie encalichada tiene pendientes anómalas hacia el NO que además son significativamente mayores que las deposicionales.

Del análisis de morfolineamientos realizado sobre el modelo digital del terreno de la zona (Fig. 2), se pueden identificar dos familias de lineamientos principales: los N20-40E y los NO-SE; más un

tercero menos frecuente con orientación N60E. En la zona del canal del Paretón, los niveles marinos pliocenos se encuentran basculados en torno a 20° hacia el NO. A su vez, estos materiales se ven afectados por fallas normales con dirección N20-40E con salto métrico. Los lineamientos NO-SE han sido descritos como fallas normales (Leyva Cabello et al., 2010). Estas fallas se localizan principalmente afectando a los materiales pliocenos. Los abanicos más modernos no parecen verse afectados por estas fallas. No obstante, podrían condicionar la geometría de la red de drenaje desarrollada sobre la superficie aluvial encalichada. Estas fallas podrían ser coetaneas y conjugadas del sistema N20-40E. Esto implica una etapa de deformación previa al depósito de los abanicos aluviales en la que predominan un régimen extensional E-O con actividad de fallas normales NO-SE y N20-40E relacionadas con la formación del graben de Mazarrón (Baena et al, 1993).

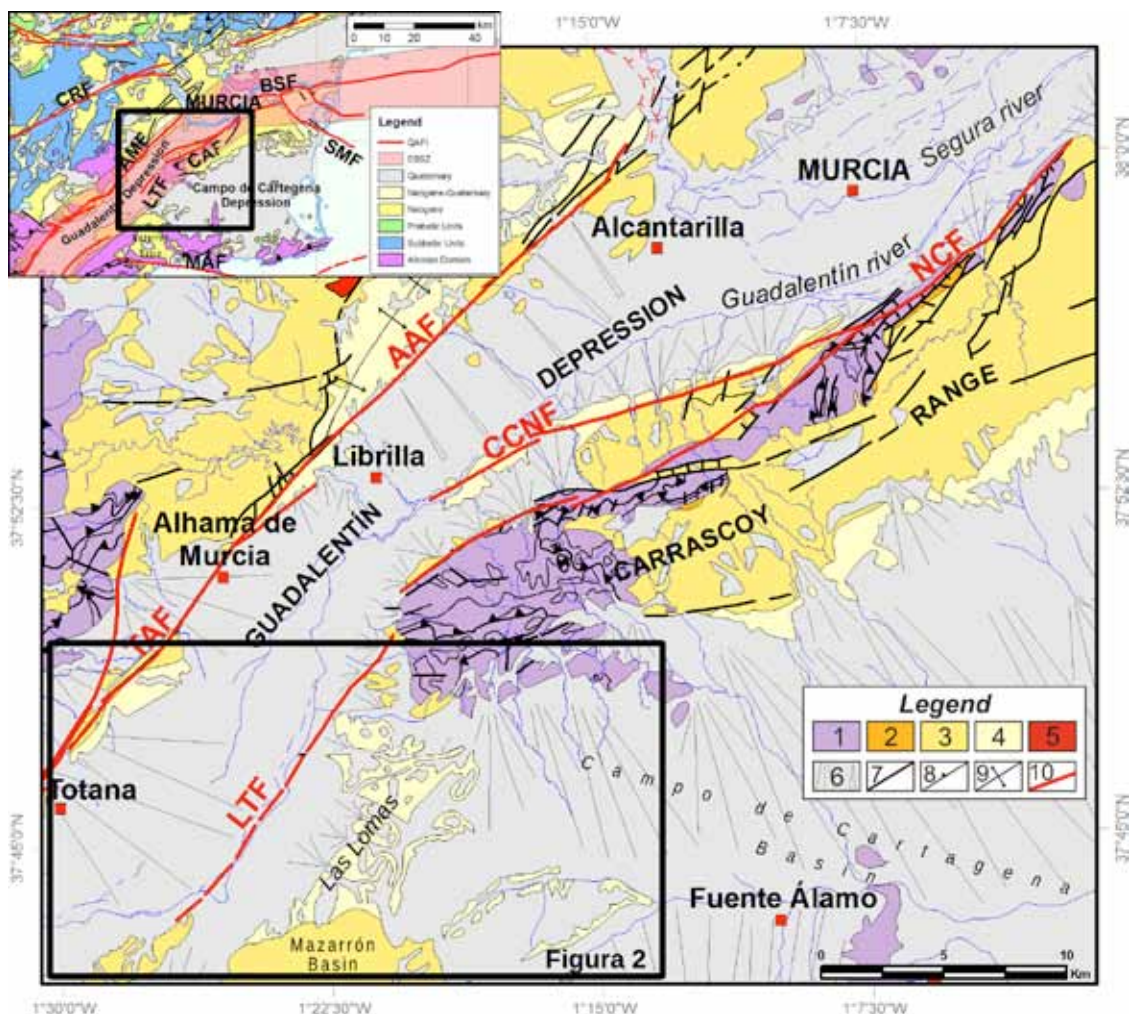


Figura 1: Marco tectónico local del área estudiada. Se marcan las trazas de las fallas: LTF: Los Tollos, CCNF: Cañáricos-Cuevas del Norte, NCF: Norcarrascoy, y segmentos de la falla de Alhama de Murcia: TAF: Totana-Alhama; AAF: Alhama-Alcantarilla. 1: Zonas Internas; 2: Mioceno Inferior-Medio; 3: Neógeno; 4: Plioceno-Pleistoceno Inferior; 5: Neógeno volcánico; 6: Cuaternario; 7: Falla; 8: Cabalgamiento; 9: Anticinal; 10: Falla activa cuaternaria.

Figure 1. Local tectonic frame of the studied area. Strands of the Carrascoy Fault: LTF: Los Tollos, CCNF: Cañáricos-Cuevas del Norte Fault; NCF: Norcarrascoy Fault. Segments of the Alhama de Murcia Fault: TAF: Totana-Alhama; AAF: Alhama-Alcantarilla. 1: Internal Zones; 2: Early-Middle Miocene; 3: Neogene; 4: Pliocene-Early Pleistocene; 5: Neogene volcanic rocks; 6: Quaternary deposits; 7: Fault; 8: Thrust; 9: Anticline; 10: Quaternary active fault. Inset marks the location of Figure 3.

La red de drenaje desarrollada sobre la superficie encalichada de los abanicos mantiene tramos lineales con orientación NO-SE. Esta red de drenaje

llega a ser abandonada debido al desarrollo de la red de fracturación N20-40E, que articula movimientos verticales significativos a escala local, produciendo el

levantamiento general de la zona de las Lomas. Las fracturas N20-40E, junto con las N60E parecen controlar estos movimientos verticales que se extienden por toda el área de estudio, donde se han observado también plegamientos de gran radio con orientación N40-60E que afectan a la costra calcárea.

Asociados a los morfolineamientos se han identificado estructuras tectónicas significativas, como la que se localiza en el talud de la autovía RM-3 (Figura 3). En él se puede ver una sucesión de varios suelos carbonatados plegada y una falla con una componente inversa. Con el objetivo de definir la deformación tectónica que se observa en el talud, se han identificado varios horizontes edáficos cálcicos siguiendo la clasificación propuesta por Alonso-Zarza et al. (1998). Así, se han distinguido tres horizontes

principales dentro de cada suelo desarrollado: prismático (P), pulverulento y/o nodular (C) y laminar y/o masivo (LM). Estos horizontes han servido de marcadores para definir la deformación tectónica del sector estudiado.

Se han identificado hasta 5 desarrollos edáficos relacionados previsiblemente con la generación de escarpes asociados a episodios de deformación tectónica que inducen nuevos depósitos en el labio hundido. Así, cada evento tectónico crea un espacio que es ocupado por un nuevo depósito que desarrolla un suelo en mayor o menor grado. El siguiente evento tectónico, deforma el anterior suelo, generando una nueva depresión local que es ocupada por un nuevo depósito.



Figura 2: Rasgos morfotectónicos de la zona de estudio sobre el mapa sombreado del modelo digital de elevaciones de 5 m.
Figure 2. Morphotectonic features of the studied area over the shadow map from 5 m digital elevation model.

Las fallas identificadas presentan una geometría en abanico con mayor buzamiento hacia el E (izquierda en la Figura 3). Además, las ramas más orientales afectan materiales/suelos más modernos. En el talud estudiado se pudo medir un desplazamiento vertical acumulado de más de 6 m. Sin embargo, el relieve local circundante no se corresponde con el levantamiento observado en el talud. Los procesos de erosión dominantes en la zona han llegado a borrar la expresión morfológica esperable asociada al levantamiento tectónico del bloque E. No obstante, un cerro testigo situado a unos 300 m al E del corte coronado por la calcreta pleistocena, permite estimar un desplazamiento vertical total de unos 40 m.

La edad de las calcretas está poco constreñida dentro del Pleistoceno Medio (Leyva Cabello et al., 2010). Hay que tener en cuenta que la formación de calcretas es un proceso evolutivo que tiene lugar durante largos periodos de tiempo. Tomando como referencia amplia una edad de Pleistoceno Medio, la tasa de levantamiento para la zona tendría un valor comprendido entre 0,05 y 0,32 mm/a. No obstante,

son necesarias dataciones más precisas para constreñir la edad de estas formaciones y las tasas de levantamiento.

Según las observaciones mostradas en este trabajo, la zona presenta un control estructural por fallas inversas con relevos *en echelon*. Estas fallas también tienen una importante componente en dirección sinistral (estrías con cabeceos entre 20° y 45°), lo que implica un contexto tectónico compresivo con una dirección de máxima compresión horizontal NNO-SSE. La deformación no se concentra en un frente o banda principal, sino que se distribuye en un área relativamente extensa de varios kilómetros de anchura. En este contexto, la zona de las Lomas forma un relieve positivo elevado respecto a la depresión del Guadalentín con un frente de levantamiento asociado con dirección N20-40E que genera una serie de abanicos holocenos de desarrollo local (< 1 km de anchura).

Estas observaciones implican una evolución tectónica de la región en la que, una vez depositados

los abanicos aluviales pleistocenos sobre los que se desarrolla el suelo carbonatado, comienza una etapa de compresión regional NNO-SSE que hace que algunas fallas N20-30E puedan haber sido rejugadas como inverso-direccional, mientras que las NO-SE podrían actuar como fallas de transferencia del acortamiento. A esta compresión también se pueden atribuir los plegamientos de gran radio que muestran las superficies de calcretas con orientación N60E, y que están estrechamente ligados al desarrollo de las fallas de la misma dirección.

El carácter endorreico del Guadalentín ha sido asociado a la propagación hacia el N del graben de Mazarrón (Silva, 1994) durante el Pleistoceno Medio. Sin embargo, esta desconexión podría estar controlada por el levantamiento en régimen compresivo de la zona de las Lomas desde el final

del Pleistoceno Medio, relacionada a su vez con la propagación hacia el SO de la actividad inverso-direccional de la falla de Carrascoy a través de la falla de los Tollos (Insua-Arévalo et al., 2015). Como resultado, el bloque S se levanta obturando la salida del río Guadalentín hacia el Campo de Cartagena, salida documentada en trabajos previos (ej., Silva, 1994). Este levantamiento del bloque sur de las Lomas acentuaría la incisión de la erosión remontante de la cuenca de Mazarrón.

El estudio de estas zonas de aparente baja deformación localizadas entre grandes fallas puede ser clave para la estimación del potencial sísmico de la región, así como para el entendimiento de la cinemática de los bloques corticales involucrados en la ZCBO.

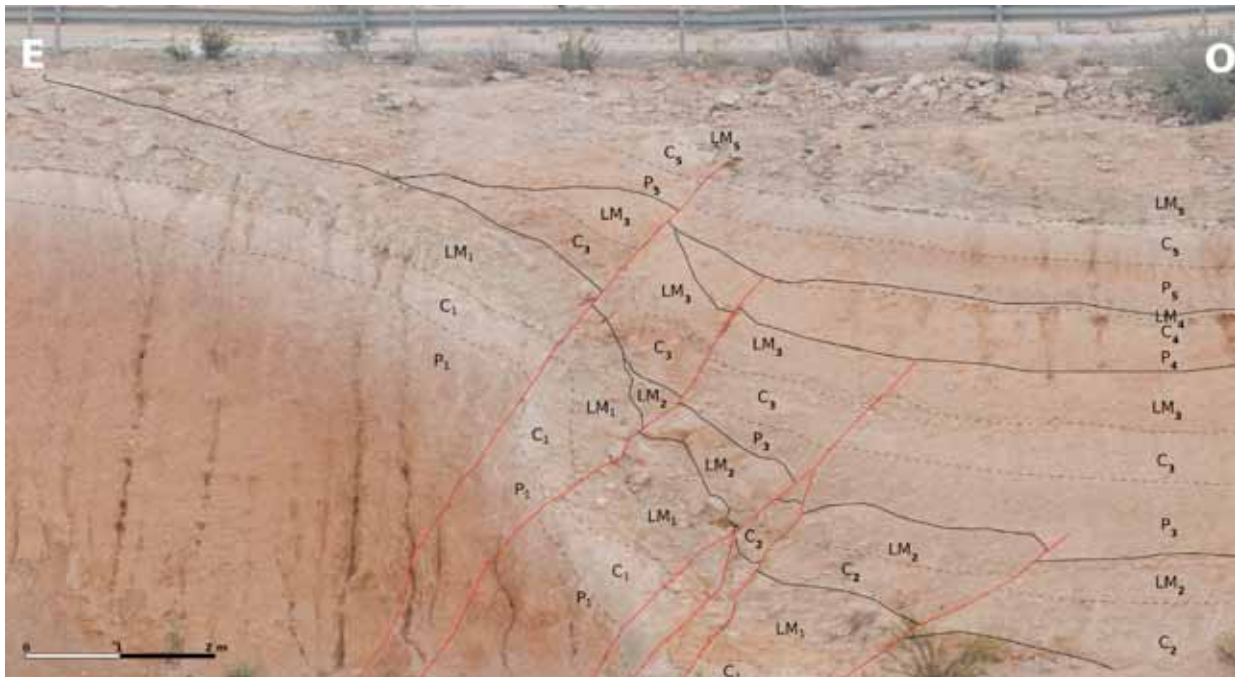


Figura 3: Talud de la carretera CM-3 donde se pueden observar hasta 5 perfiles edáficos afectados por varias fallas con componente inversa. Cada desarrollo edáfico se numera de más antiguo (1) a más moderno (5), diferenciando distintos horizontes desarrollados en cada suelo: P- prismático, C- pulverulento y/o nodular, LM- Laminar y/o masivo

Figure 3 Talus road on the CM-3 where up to 5 edaphic profiles can be observed affected by several reverse faults. Every edaphic development is numbered from oldest (1) to youngest (5), differentiating horizons developed for each soil: P- prismatic, C-chalky and/or nodular, LM- Laminar and/or massive.

Agradecimientos: Este trabajo se ha financiado con el proyecto del Plan Nacional PREVENT (CGL2015-66263-R MINECO/FEDER). Los autores agradecen la exhaustiva revisión realizada por la Dra. María Ortuño que ha mejorado el entendimiento de la comunicación.

Referencias bibliográficas

- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., 1998. Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology* 24, 147-167.
- Baena, J.; Barranco, L.M.; Bardají, T.; Estévez, A.; Goy, J.L.; Rodríguez, T.; Sanz De Galdeano, C.; Silva, P.G.; Somoza, L.; Zazo, C., 1993. Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000. IGME-CARM, Madrid, 99 pp.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment

of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics* 152, 41-52.

- Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez-Gómez, J.A.A., Canora, C., Martínez-Díaz, J.J.J., 2015. Paleoseismological evidence of Holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone. *J. Iber. Geol.* 41, 333-350.
- Leyva Cabello, F., Silva Barroso, P.G., García Tortosa, F.J., 2010. Cartografía Geológica de la hoja 954 Totana. Mapa Geológico Digital de España E. 150.000. Inst. Geológico y Min. España.
- Silva, P.G., 1994. *Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Ph.D. Tesis, Universidad Complutense de Madrid, Spain, 642 pp.



CARBONERAS FAULT (SE IBERIA): FIRST PALEOSEISMIC 3D TRENCHING RESULTS AT THE SOUTHEASTERN TRACE AND PROSPECTS

R. López (1), E. Masana (1), G. Khazaradze (1), O. Gomez-Novell (1), R. Pallàs (1), M. Ortuño (1), S. Baize (2), T. Rockwell (3)

- (1) RISK-NAT Group, GEOMODELS Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain. (r.lopez.es@ub.edu)
- (2) Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France.
- (3) Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

Abstract: Given the lack of moderate-large earthquakes in historical times along the Carboneras fault (CF), paleoseismological analyses are needed to better assess the seismic hazard of the area. The last paleoseismic and geological studies on the CF showed that this 150 km long left-lateral strike-slip fault is seismogenic with an average slip rate of 1.3 mm/yr. This work is focused on the southeast section of the La Serrata fault duplex, while the previous studies were focused on the northwestern boundary. We carried out a 3D trenching survey on a late Pleistocene alluvial fan. Two trenches dug perpendicular to the fault showed evidence for at least 4 paleo-earthquakes, with the recent event reaching the present-day soil. Four fault-parallel trenches present three channels of different ages and four stratigraphic units that can be correlated through the trench walls. The horizontal separation between these channels increases with their relative age (around 5 m in the last 28 ka; and 9 m in 37 ka). The chronological analysis is in progress. The preliminary radiocarbon dates yielded by 9 charcoals and 25 land snails suggest that the fault strand in study had a continuous activity at least during the last 44 Ka, with an approximate rate of 0.2-0.5 mm/yr. To reveal how the deformation is partitioned between different structures, 3 new continuous GPS points are being established along a fault-perpendicular profile. In addition, since summer 2016, we have conducted surveys of the nearby CuaTeNeo and IGN Regente points. We have also established and measured several new geodetic points in the vicinity of the fault, with the aim of increasing the spatial coverage around it. The geologic and geodetic slip rates obtained will be compared. This new dataset aims to improve the hazard assessment of the zone, and will be used on the Fault2SHA Betics pilot zone.

Key words: Carboneras fault, Paleoseismology, GPS, Seismic Hazard.

Introduction

The Carboneras fault (CF) is the southernmost fault of the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ), in SE Iberia, seismically one of the most hazardous area in the Iberian Peninsula. La Serrata sector of the CF is a 14 km long range formed by a contractional duplex structure (Fig. 1). Although the CF has been defined as a seismogenic source by previous paleoseismic studies at the northwestern side of La Serrata (Moreno et al., 2015, Masana et al., submitted) no information is available concerning the contribution of its southeastern boundary trace, especially on the slip-rate of the fault.

This study focused on the Tostana site (Fig. 1). The site was selected after a geomorphological study based on a high resolution airborne LiDAR MDT (0.5x0.5m) acquired by SHAKE project, and a field survey. In the Tostana site the CF trace is covered by an alluvial fan dated as Late Pleistocene. To lessen this lack of data, plenty of studies (e.g.: García-Mayordomo, 2005; Reicherter and Hubster, 2007; Moreno, 2011; Echeverría, 2015...) have been conducted during the last decades focusing on the paleoseismological and the geodetic (GPS) data. Our study aims to contribute to the earthquake history of the fault and especially to its slip-rate, based on paleoseismic and Geodetic data. We build up on

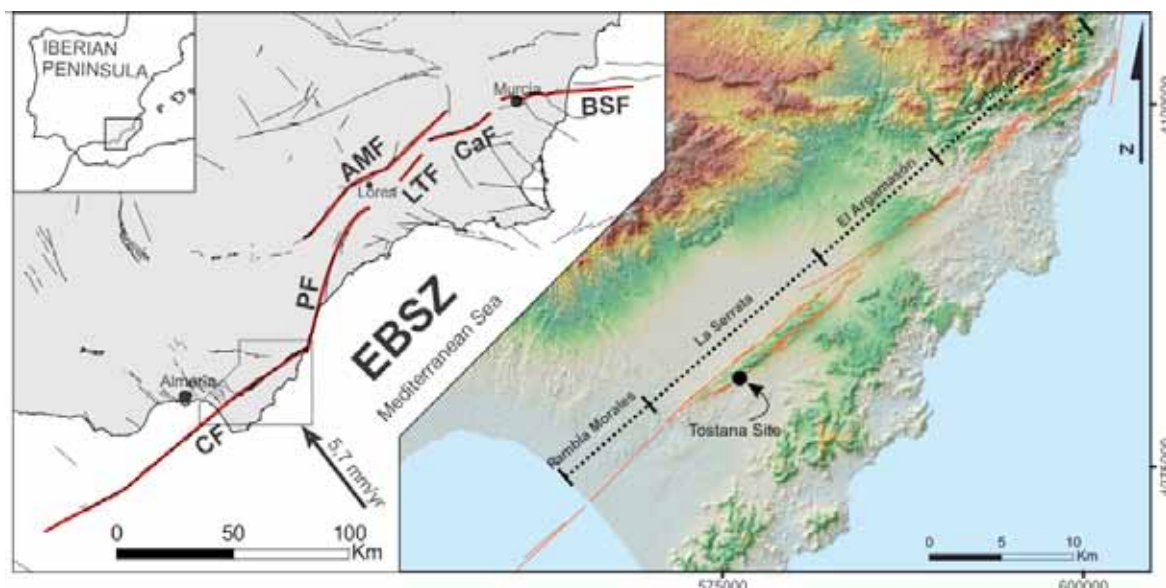


Fig. 1: General setting of the EBSZ, and on-shore CF trace. AMF: Alhama de Murcia Fault, BSF: Bajo Segura Fault, CaF: Carrascoy Fault, CF: Carboneras Fault, LTF: Los Tollos Fault, PF: Palomares Fault. Convergence velocity from Argus et al. (2011).

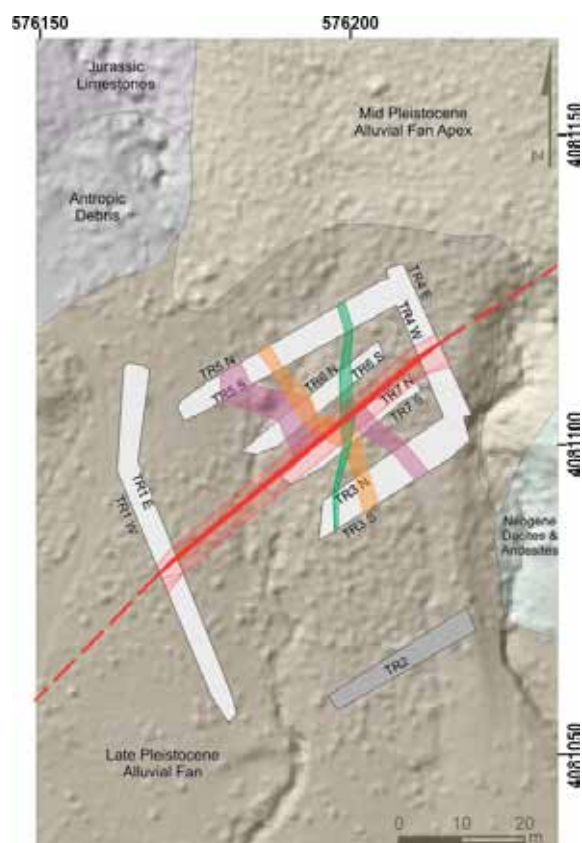


Fig. 3: Tostana site map, local geology represented on the background. In red, fault trace; in green, orange and purple the three channels correlated between trenches.

the results of Moreno (2011) at La Serrata zone for the paleoseismological approach, and the work of Echeverría (2015) on the GPS data collection at the CF for a geodetic approach.

The Carboneras fault

The Carboneras Fault (CF) is a left lateral strike-slip fault that runs for 150 km (100 km offshore and 50 km onshore) and has a maximum seismogenic fault width about 12km (Moreno, 2011; García-Mayordomo, 2005). Previous studies characterized it as the possible source of the Almería 1522 (EMS IX) earthquake (Reicherter and Hubster, 2007) and recently, as a seismogenic fault based on paleoseismic data. Geomorphological reconstruction (Moreno et al 2015) and offshore seismic and bathymetric studies (Moreno 2011),

suggest an average mid-term slip rate of the CF of 1.3 mm/yr, and a maximum possible earthquake magnitude of $M_w 7.6 \pm 0.3$. On the emerged part of the fault, García-Mayordomo (2005) proposed 4 segments based on the continuity and the geomorphology of the CF trace (Fig. 1): from north to south, Carboneras, El Argamasón, La Serrata and Rambla Morales. La Serrata is a 14 km long range formed by a contractional duplex structure formed mainly by neogene volcanic rocks, and remnants of Paleozoic and Mesozoic uplifted basement. The Quaternary record corresponds to several generations of alluvial fans and fluvial deposits on the two fronts of the range.

Previous works have demonstrated that the geodetic slip-rates (Echeverría, 2015; Echeverría et al., 2015) agree with the geologic slip rates, obtained from paleoseismic studies (Moreno et al., 2015; Ferrater et al., 2017).

Paleoseismology

In the Tostana site an alluvial fan, dated as Late Pleistocene (Moreno, 2011), covers the fault trace. The source area in La Serrata corresponds to Jurassic limestones of the *Maláguide* complex. The fault trace, oriented here N046°, crosses the fan at his apex along 100 m showing no evident rupture on the fan surface, however, is well visible in a quarry and in a natural outcrop at both sides of the fan. It was, therefore, possible to interpolate its position in the fan area.

Seven trenches were dug (Fig. 3): TR1 and TR4 perpendicular to the fault, aimed at exposing the fault and elongating the seismic history; and TR2 (not logged), TR3, TR5, TR6 and TR7 parallel to the fault, aimed at exposing any linear structure (channels) offset by the fault (for slip-rate calculation). All the trenches were georeferenced via RTK-GPS, and recorded as ortophotographs using Agisoft Photoscan software. The trenches were closed before the logging was completed for logistical and permission issues, and part of the logging had to be made over the ortophotographs.

The trenches across the fault showed evidence for 4 to 5 events, with the last one affecting the top soil layer. The fault forms a positive flower structure 4-5 m wide. The correlation between TR1 and the rest of the trenches is difficult as there is a gap of data. The trenches dug parallel to the fault present 3 channels that can be correlated between almost every trench wall (Fig. 2). The TR7 north wall was too close to the fault zone (it cuts a strand of the fault) and prove the fault cuts the younger channel. The observed offset of the three channels are few cm on the top one, about 5 m on the middle one and 9 m on the older channel.

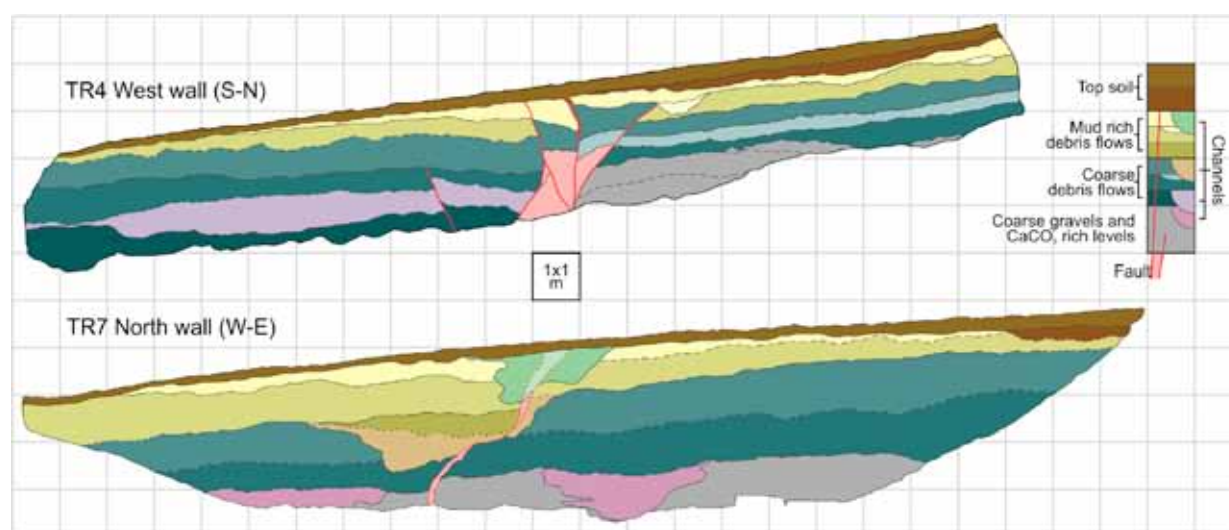


Fig. 2: Preliminary logs of TR4 and TR7 trenches, where we can observe the structure of the fault on TR4, and the three channels affected by the fault plane.

Charcoal and mollusk shells (land snails) were collected in the trenches for Radiocarbon dating. There is sufficient representation of samples corresponding to the older units, but the representation of the upper units is scarce. Radiocarbon (AMS) dating of 34 selected samples (9 charcoals and 25 shells) was carried out on the Keck Carbon Cycle AMS Facility (University of California, Irvine), and yielded uncalibrated ages between 48-18 ka (work in progress). The dating of land snails must be taken with caution, as they can metabolize dead carbon from the substrate (Pigati et al., 2010). Crossing the different offset distances, and the ages of the most reliable samples previous to the channels deposition, we obtain a first estimate on slip-rates ranging between 0.2-0.5 mm. Aminoacid racemization of the same mollusk samples are in progress and may contribute to constrain the age of the units.

GPS

The geodetic approach, by means of GNSS data analysis, has a main objective of determining the geodetic slip-rate of the fault and characterizing the nature of interseismic locking along the Carboneras Fault, observing the deformation accommodated by the different nearby structures. For this reason, we are in the process of installing a monitoring network of continuous and campaign GPS stations along the study area.

Continuing the work of Echeverría et al. (2015) on the EBSZ, we focus our study on the CF and its relation with the Alpujarras Fault Corridor (AFC) and Palomares Fault (PF). To carry out the new study, we use existing continuous GPS networks (RAP in Andalusia, REGAM and Meristemum in Murcia, ERGNSS of IGN, Topo-Iberia, UB), as well as, include data from the 3 new continuous GPS stations, which are being established along the CF-perpendicular profile. In order to densify the spatial coverage of the geodetic observations, in 2016 we established 2 additional campaign

points close to the CF. In 2016 and 2017, we have made two measuring surveys, observing 14 points (the 2 new points, 6 CuaTeNeo (Echeverría et al., 2013) and 6 IGN Regente points). Each point was observed minimum for 3 days in, at least, 8-hour long sessions (Fig. 4).

The new geodetic data, combined with the new paleoseismic data obtained at Tostana site, will significantly improve the detail and the confidence of present-day crustal deformation velocity field surrounding the CF, and it will contribute to improve seismic hazard assessment of the Carboneras Fault. This densified network may give an additional insight on the behavior of the fault, like the depth of locking and its seismic-aseismic behavior.

Prospects

A new paleoseismological survey was carried out at the same site this March. We have reopened TR6 and TR3, and dug out two new trenches connecting with TR1. This new survey changed the last general stratigraphic model, and evidenced at least 5 more offset channels. The youngest offset channel, probably early Holocene, shows about 2 meter displacement, this event could correspond to the Almería's 1522 (EMS IX) earthquake. 51 new samples were collected for radiocarbon dating along 17 OSL samples. This new ongoing datings aims to constrain the ages of the recorded events.

All this new data will be used in the frame of the Fault2SHA Betics pilot zone, which aims to connect the seismic data providers with data modelers, in order to better understand the uncertainties of the raw data and the needs of the models. This must serve to standardize a method that includes all the steps of seismic hazard assessment with stronger geological data.

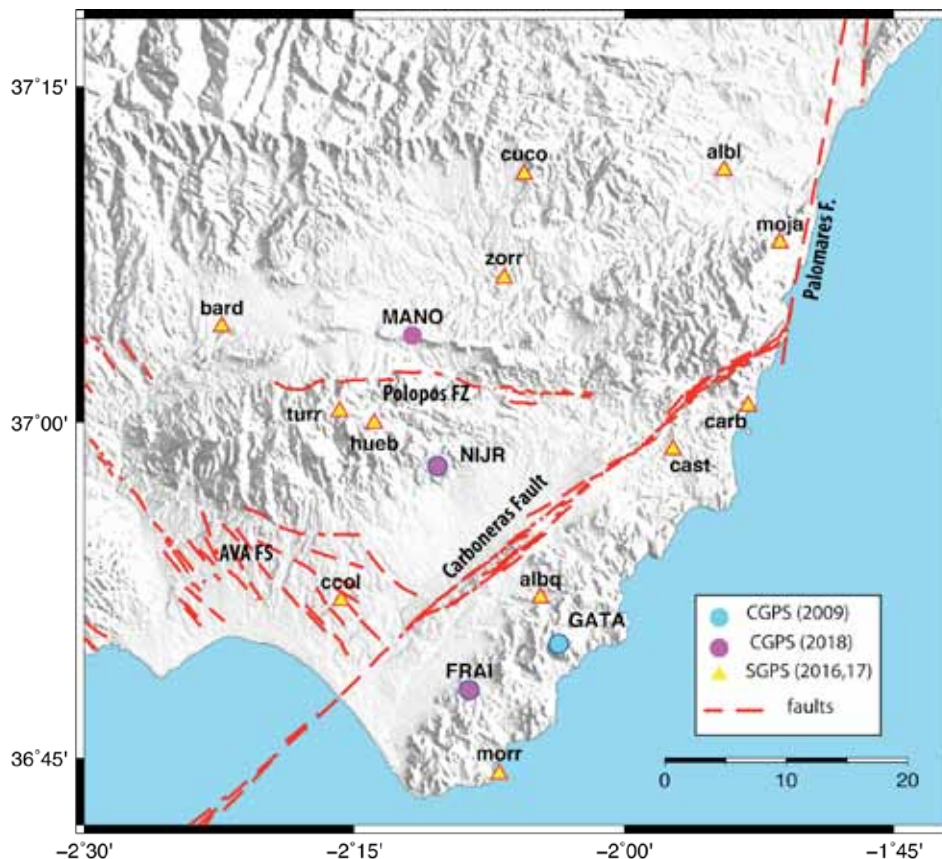


Fig. 4: GPS sites around the Carboneras fault observed and installed by the UB group during the last years. The faults are from QAFI database (García-Mayordomo et al., 2012). Abbreviations used: AVA FS: Andarax Valley and El Alquián Fault System; SGPS: Survey; CGPS: Continuous GPS.

Acknowledgements

This study has been conducted as part of the "PREVENT project" (CGL2015-66263-R MINECO/ FEDER), funded by the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness. The PhD work of R. L. is funded by the Universitat de Barcelona APIF grant.

References

- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net rotation reference frame. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 12, Q11001. doi: 10.1029/2011GC003751
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Masana, E., (2015a). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics* 663, 302-309. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.009>
- Echeverría, A., (2015b). GPS present-day kinematics of the eastern Betics, Spain. Ph.D. Thesis, Universitat de Barcelona. 265 pp.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020>
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451, 87-100.
- García-Mayordomo, J. (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v. 2.0)/La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v. 2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Universidad Complutense de Madrid. PhD Thesis, 372 p
- Masana, E., Moreno, X., Gràcia, E., Pallàs, R., Ortuño, M., López, R., Gómez-Novell, O., Ruano, P., Perea, H., Stepancikova, P., Khazaradze, G. (2018) First evidence of paleoearthquakes along the Carboneras fault (SE Spain): 2 los Trances site. *Manuscript submitted for publication*.
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., & Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, 663, 78-94.
- Moreno, X. (2011). Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia). PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona (Spain), 305 pp.
- Pigati, J. S., Rech, J. A., & Nekola, J. C. (2010). Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. *Quaternary Geochronology*, 5, 519-532. <http://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.001>
- Reicherter, K., Hübscher, C., (2007). Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake? *J. Seismol.* 11, 15-26. doi:10.1007/s10950-006-9024-0



DEFORMATION PATTERN OF THE EASTERN GUADALQUIVIR FORELAND BASIN (SOUTHERN SPAIN)

C. Marín-Lechado (1), A. Pedrera (2), A. Ruiz-Constan (1), J.A. Peláez (3), A. González-Ramón (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Granada. c/ Alcázar del Genil, 4. 18006-Granada. c.marin@igme.es, a.ruiz@igme.es, antonio.gonzalez@igme.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Sevilla. Subdelegación de Gobierno. Pza. de España - Torre Norte. 41013-Sevilla. a.pedrera@igme.es

(3) Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas. Ingeniería y Tecnología (A3), 23071-Jaén. japelaiez@ujaen.es

Abstract: This contribution characterizes the deformation pattern of the eastern part of the Guadalquivir foreland basin and proposes the large-scale orogenic processes involved. The deformation pattern within the eastern Guadalquivir foreland basin has been characterized by combining seismic reflection profiles, boreholes and structural field data to output a 3D model. High-dipping NNE-SSW to NE-SW trending normal and reverse fault arrays deform the Variscan basement of the basin. These faults generally affect Tortonian sediments, which show syntectonic features sealed by the latest Miocene units. Curved and S-shaped fault-traces are abundant and caused by the linkage of nearby fault segments during lateral fault propagation. Preexisting faults were reactivated either as normal or reverse faults depending on their position within the foreland. At Tortonian time, reverse faults deformed the basin forebulge, while normal faults predominated within the backbulge. Along-strike variation of the Betic foreland basin geometry is supported by an increasing mechanical coupling of the two plates (Alborán Domain and Variscan basement) towards the eastern part of the cordillera. There, the initially subducted Iberian paleomargin was incorporated into the upper plate promoting the transmission of collision-related compressional stresses into the foreland since the middle Miocene. Nowadays, compression is still active and produces low-magnitude earthquakes likely linked to NNE-SSW to NE-SW pre-existing faults reactivated with reverse oblique-slip kinematics. Seismicity is mostly concentrated around fault tips that are frequently curved in overstepping zones.

Key words: Guadalquivir Foreland Basin, tectonic structure, 3D model, seismicity

In the western and central sectors of the Guadalquivir Foreland Basin, the boundary between the foreland basin and the Iberian Massif is controlled by a roughly rectilinear ENE-WSW trending forebulge, namely the Sierra Morena, however eastwards, the northern basin boundary is segmented by NE-SW trending faults, favoring the formation of small sub-basins (Marín-Lechado et al, 2017).

In the eastern area, the sedimentary record ranges from the early Miocene to the latest Miocene (Fig. 1), and includes several stratigraphic units separated by unconformities. The oldest sediments are olistostromes of the synorogenic mélange that crop out at the southern sector. Serravallian-Lower Tortonian diatomitic marls unconformably overlie the olistostromes. Conglomerates and sands sourced in the Iberian foreland were deposited in a deltaic environment in the Bailén sector probably at early-middle Tortonian times (Marín-Señán, 1988). In the Castellar area, Tortonian bioclastic reef limestones and fan delta sediments crop out along the northern basin boundary directly onto the Tabular Cover. The Tortonian sediments are composed of calcarenite/calcirudite layers in transition to silts and marls towards the interior of the basin. The marls unit thickens basinwards and includes alternating bioclastic sandstones levels of upper Tortonian age atop (Fig. 1).

Methodology

A 3D geological model for the eastern part of the Guadalquivir foreland basin has been built considering surface and subsurface geological data.

The construction of the 3D model was performed using the GeoModeller software. Field structural observations and geological mapping were conducted and bedding and fault orientation/dip data together with kinematic indicators along the fault surfaces were collected. The boundaries of main lithostratigraphic units (Triassic, Jurassic and Miocene) were recognized and modelled by means of stratigraphic data derived from 195 wells.

Twenty-two seismic lines, with a total length of 413 km, have been interpreted in this study. In absence of velocity data, velocity analysis was performed by the correlation of the main seismic horizons with the major lithostratigraphic boundaries recognized in the wells: the Miocene bottom, the Jurassic bottom and the Triassic bottom.

Tectonic pattern

All these surface and subsurface data show high-angle dipping faults that deform the eastern part of the Guadalquivir foreland basin basement, propagating upward into the Tabular cover and the Neogene sediments. Two spatial domains are distinguished regarding the fault regime during the late Miocene: an extensional domain in the outer zone and a compressional one located in the inner sector.

The extensional domain is characterized by basement rooted normal faults which deform the foreland basin in a ~40 km wide band that extends between Linares and Baeza. These faults roughly trend NE-SW to NNE-SSW and develop grabens and

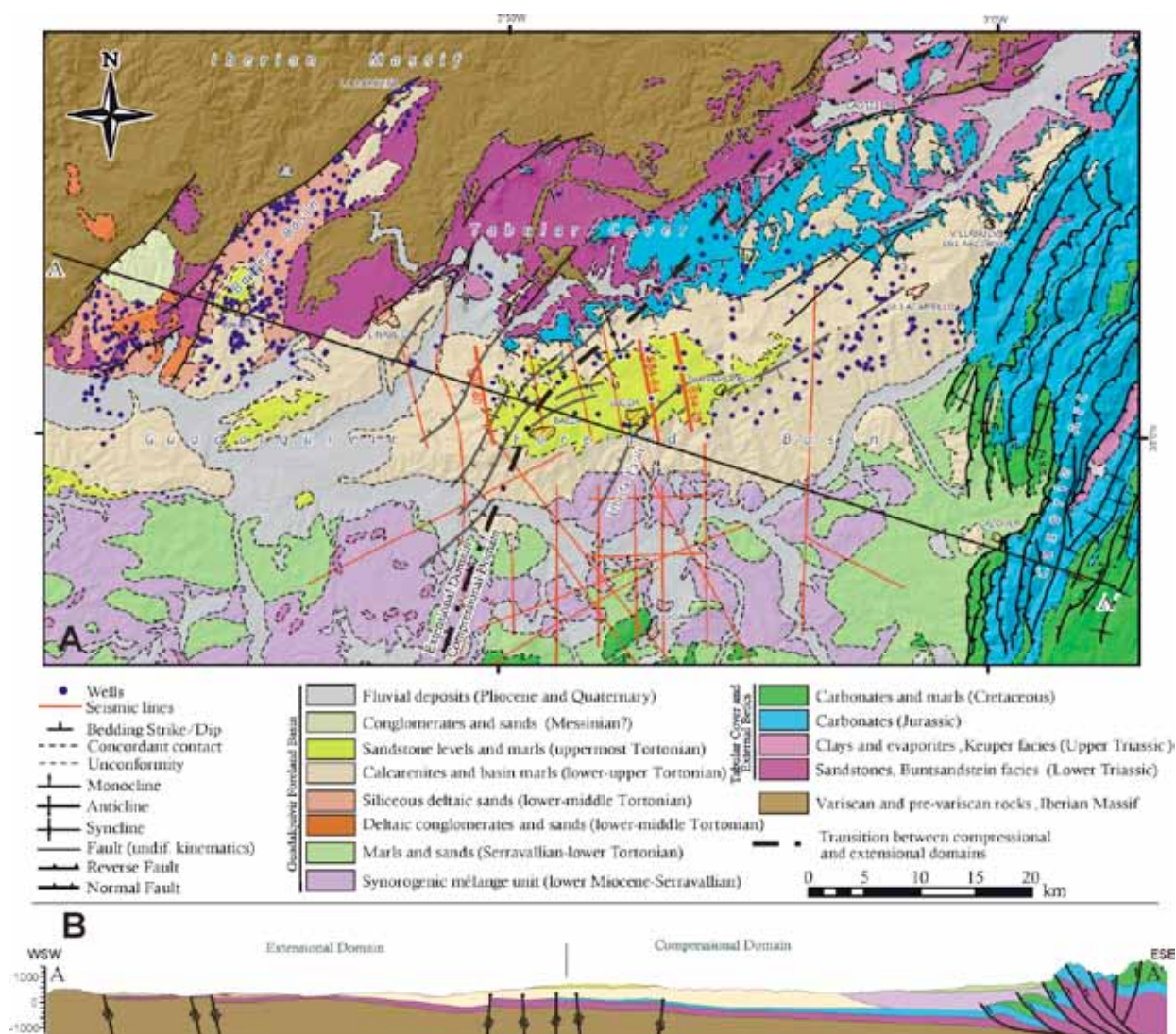


Figure 1. Geological map of the eastern Guadalquivir area including new bedding data and faults. The position of the seismic reflection profiles and borehole sites have been plotted. b) Geological cross-section.

half-grabens that have compartmentalized the foreland basin since the Tortonian (Fig. 2). Faults are commonly composed of several linked segments. In the interaction zone, fault tips commonly curve towards N-S or E-W strikes. The larger fault in this domain is the Baños Fault with a 38 km-long and a maximum fault offset estimated at around 290 m.

The Compressional domain is deformed by reverse to oblique basement faults that trend NE-SW and an overall sigmoidal geometry. These faults cut the Paleozoic basement and develop a monocline towards the tip lines, which affects the Tabular Cover and the upper Tortonian rocks. Late Tortonian growth strata recorded the initiation of folding, as evidenced by progressively tilted beds, thickness variation within the sedimentary units, and synorogenic unconformities. The Úbeda Fault, is the most prominent one considering its length (15 km) and maximum offset (60-70 m) (Fig. 2).

Seismicity

In addition, present-day seismicity affecting the region was analyzed and interpreted in the light of

the underlined tectonic structures. Low-magnitude seismic swarms, occurring in the region during the last six years, have been relocated; altogether, 677 seisms using the HypoDD code (Waldhauser, 2001), providing valuable information about the geometry of seismogenic faults. All of seisms are shallow to very shallow events (less than 12 km depth). In particular, the epicenter distribution of the Torreperogil-Sabiote 2012-2013 seismic sequence, broadly defines alignments (Peláez et al., 2014; Sánchez-Gómez et al., 2014) with low magnitude disperse earthquakes, shallow depth and low magnitude swarms (e.g., Pedrera et al., 2013; Morales et al., 2015; Hamdache et al., 2016). The largest event had magnitude $m_{BL} 3.9$ ($M 3.7$).

Discussion

The geometry of the Guadalquivir foreland basin becomes more complex towards its eastern termination. It evolves from a single ENE-WSW depocenter (foredeep) limited to the north by a parallel forebulge to a more compartmented basin eastwards (Fig. 1).

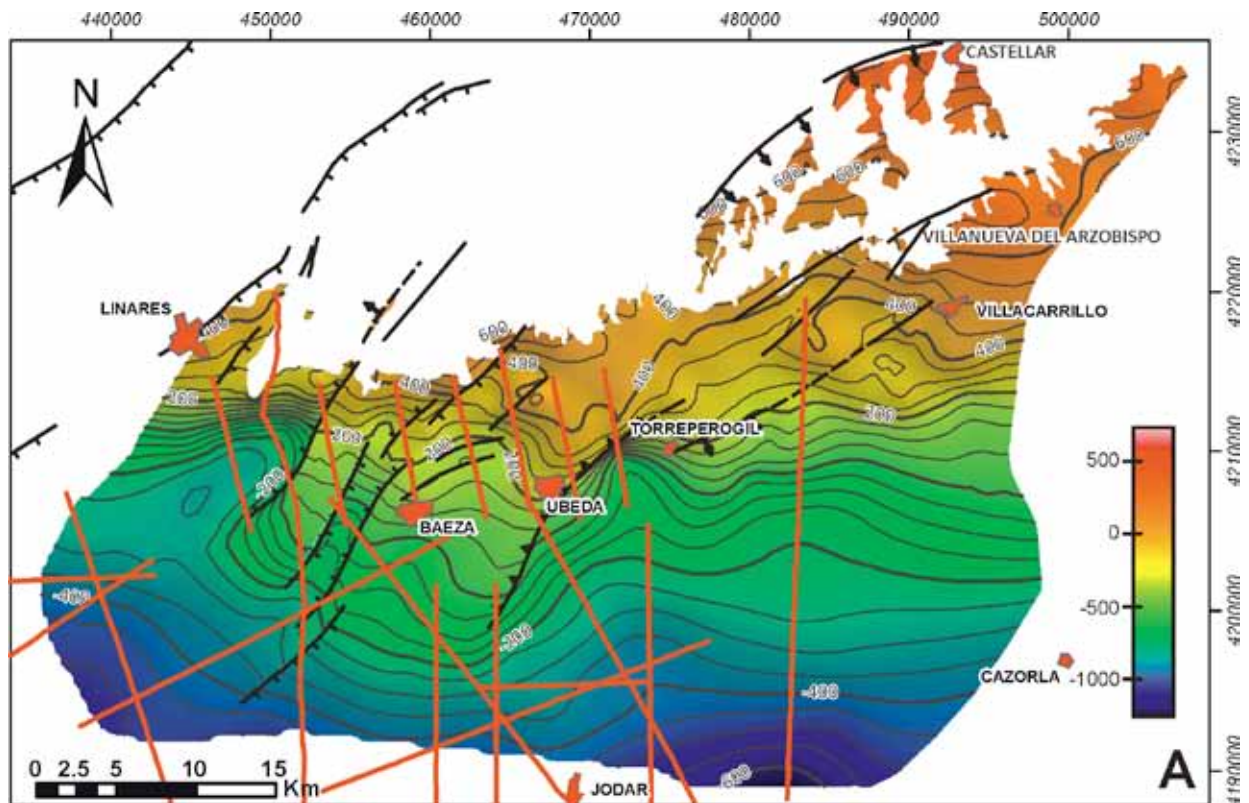


Figure 2. Bottom of the Miocene unit contour line map from 3D geological model revealing the geometry of the eastern Guadalquivir Basin.

The mechanical coupling between the Alborán and the Iberian colliding margins seems to highly control lateral changes in the geometry of the foreland basin. This mechanical coupling was probably higher in the eastern Betics. Compressional stresses as a consequence of continental collision were also transmitted into the eastern part of the lower plate inducing the formation of reverse faults and related monoclines along the forebulge of the Guadalquivir basin. We propose that sub-vertical faults were probably linked to Mesozoic rifting because their NNE-SSW to NE-SW orientations are similar to those that contributed to the Mesozoic sedimentation in the external zones of Betic Cordillera. These faults were afterwards reactivated as normal faults in the extensional domain and as reverse faults in the compressional one during Late Miocene. High mechanical coupling between the colliding plates facilitated the transmission of compressional stresses, leading reverse faulting, folding and relative uplift across the forebulge. Towards the north, within the backbulge, the flexure of the Iberian margin was accommodated by extension and normal faulting.

Nowadays, regional NW-SE compression, with associated orthogonal extension [e.g., Pedrera et al., 2014] is still active and produces low-magnitude earthquakes likely linked to small ruptures along preexisting faults that broke the Iberian Massif basement beneath the sedimentary cover. Earthquake sequences are generally located close to fault terminations that are frequently curved in overstepping zones. Small ruptures along these planes show left lateral to reverse regimes under the present-day. Analysis of hypocenters for various time intervals shows that earthquakes define a NE-SW

trending vertical narrow zone with a lateral length of ~2000 m between 4 and 6 February 2013, which coincides with the northeastern termination of the Ubeda Fault. Accordingly, we interpret that the climax of the seismic sequence was linked to small ruptures along the segment where two faults overstep. The other spaced events might reflect activity of small crack ruptures over a broad damaged zone surrounding the main faults.

Conclusion

The deformation pattern within the eastern Guadalquivir foreland basin has been characterized by combining seismic reflection profiles, together with borehole and structural field data to build a 3D geological model. High-dip NNE-SSW to NE-SW trending normal and reverse fault arrays deform the basement and control the geometry and subsidence in the basin. Faults generally affect Tortonian sediments, which record syntectonic features, and are covered by the uppermost Miocene units.

We suggest that high-angle dipping preexisting faults were reactivated at Late Miocene time either as normal or reverse faults depending on their position within the foreland (Fig. 3). Extensional and compressional regimes coexisted in neighboring places, reverse faults governing the basin forebulge and normal faults predominating within the backbulge. Forebulge compression is explained by mechanical coupling during the collision between the overriding Alborán Domain and the lower Eurasian plate, which favored the transmission of compressional stresses and backbulge extension by the flexure of the lower plate to the north. The along-strike variation of the foreland basin geometry,

evolving from a single depocenter to a compartmented basin, was probably caused by a higher mechanical coupling of the plates in the eastern part of the Betic Cordillera. The low-magnitude earthquakes occurring in the eastern part of the Guadalquivir basin are likely linked to small ruptures along these NNE-SSW to NE-SW faults, which are reactivated under the present-day stress field. Seismicity is mostly concentrated around fault tips, which are frequently curved in overstepping zones.

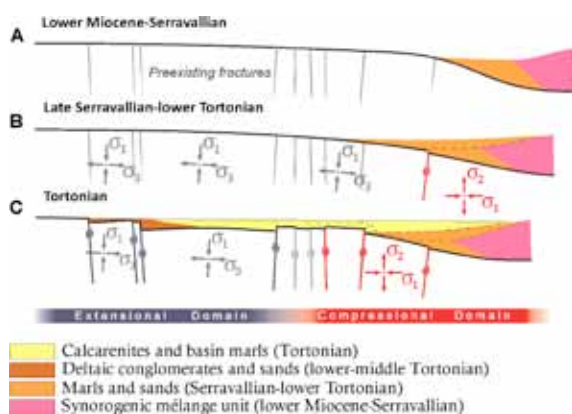


Figure 3. Tectonic evolutionary model proposed for the development of the compressional and extensional domains in the eastern Guadalquivir basin, both characterized by NE-SW to ENE-WSW high-dipping faults.

Acknowledgments

The research efforts in this report are part of a cooperative agreement between the Guadalquivir River Basin Authority (CHG) and the Geological Survey of Spain (IGME). This work also benefited from the funding of the project "Tectonic map of the Iberian Peninsula and the surrounding cordilleras", the project CGL2016-80687-R and CGL2015-65602-R of the Agencia Estatal de Investigación (AEI) and European Fund for Economic and Regional Development (FEDER) and the research groups RNM148 and P09-RNM-5388 of the Junta de Andalucía. We are especially grateful for the fruitful discussions and geological observations provided by José Manuel Marín Señán.

References

- Hamdache, M., J.A. Peláez, J. Henares, Y. Damerdjí & R. Sawires (2016). Analysis of the 2012–2013 Torreperogil-Sabiote seismic swarm, *Phys Chem Earth*, 95, 10–112.
- Marín-Lechado, C., Pedrera, A., Peláez, J.A., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A. & Henares, J. (2017). Deformation style and controlling geodynamic processes at eastern Guadalquivir foreland basin (Southern Spain). *Tectonics*, 36, 1072–1089.
- Marín-Señán, J.M. (1988). Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, prov. de Jaén). *Actas II Cong. Geol. Esp.*, 1, 123–126.
- Morales, J., J.M. Azañón, D. Stich, F.J. Roldán, J.V. Pérez Peña, R. Martín, J.V. Cantavella, J.B. Martín, F. Mancilla, & A. González-Ramón (2015). The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending, *Gondwana Res.* 28(4), 1566–1578.
- Pedrera, A., A. Ruiz-Constán, C. Marín-Lechado, J. Galindo-Zaldívar, A. González, and J.A. Peláez (2013). Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain). *Tectonics* 32, 1571–1586.
- Peláez, J.A., F.J. García Tortosa, M. Sánchez Gómez, F. Pérez Valera, C. Sanz de Galdeano, J. Henares, M. Hamdache, & R. Sawires (2014). The 2012–2013 Torreperogil (Eastern Guadalquivir basin, Spain) seismic series – A tectonic seismic swarm of low magnitude earthquakes in a low seismic hazard area. *Second Europ. Conf. Earthquake Engineering and Seismology*. Istanbul, (Turkey).
- Sánchez-Gómez, M., J. A. Peláez, F. J. García-Tortosa, F. Pérez-Valera, and C. Sanz de Galdeano (2014). La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): Evidencias de deformación tectónica en el área epicentral, *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 27(1), 301–318.
- Waldhauser, F. (2001). HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations. *USGS Open File Rep.* 01-113.



TASA DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL CUATERNARIA DEL SEGMENTO NE DE LA FALLA DE CARRASCOY. MODELIZACIÓN GEOMÉTRICA DE UN PLIEGUE DE PROPAGACIÓN

Quaternary vertical slip rate of the NE Segment of the Carrascoy Fault. Geometric modeling of a fault-propagation fold

R. Martín-Banda (1), J.M. Insua (1) y J. García-Mayordomo (2)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid.

raquem08@ucm.es; insuaev@geo.ucm.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. c/ La Calera, 1. 28760-Tres Cantos, Madrid. julian.garcia@igme.es

Resumen/resumo: La Falla de Carrascoy es una de las principales fallas del Corredor de Cizalla de las Béticas. Está formada por dos segmentos solapados, SO y NE, de contrastada estructura y cinemática. El afloramiento de una discordancia progresiva en el Segmento NE desarrollada sobre depósitos aluvio-coluviales del Pleistoceno medio-superior revela la importancia de la componente inversa de esta falla sinistral. En este trabajo presentamos la modelización geométrica del pliegue de propagación responsable de la discordancia con objeto de conocer el desplazamiento vertical experimentado por la falla. La datación de horizontes de calcreta laminar situados a techo de los estratos de la discordancia ha permitido estimar la tasa de desplazamiento vertical del segmento NE para distintos periodos del Pleistoceno medio-superior, parámetro clave en la caracterización sismogénica de cualquier falla.

Palabras clave: Discordancia progresiva, pliegue de propagación, tasa de desplazamiento vertical, Falla de Carrascoy.

Abstract: The Carrascoy Fault is one of the main faults of the Eastern Betic Shear Zone. It is formed by two overlapped segments, SO and NE, of contrasted structure and kinematics. The outcrop of a progressive unconformity in the NE Segment developed on middle-upper Pleistocene alluvium-colluvial deposits reveals the importance of the reverse component of this left-lateral fault. In this work, we present the geometric modelling of the fault-propagation fold responsible for the unconformity in order to know the vertical displacement experienced by the fault. The dating of laminar calcrete horizons located at the top of the strata of the unconformity has allowed us to estimate the vertical slip rate of the NE Segment for different periods of the Middle-Upper Pleistocene, a key parameter in the seismogenic characterization of any fault.

Key words: Progressive unconformity, fault-propagation fold, vertical slip rate, Carrascoy Fault.

Introducción

La Falla de Carrascoy (FCA) es una falla sinistral inversa que forma parte del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (Fig.1A), principal estructura de acomodación de la convergencia entre las Placas Euroasiática y Africana en Iberia (p.e.: Bousquet, 1979). Numerosos trabajos realizados en el corredor tratan de conocer la velocidad de las fallas a lo largo del Cuaternario (p.e. Ferrater, 2016; Moreno et al, 2015). En este sentido, destacan los estudios recientes realizados en la FCA que han permitido establecer un nuevo modelo de segmentación de la falla en dos segmentos solapados, SO y NE, con marcadas diferencias en su estructura, actividad cuaternaria y control del relieve (Martín-Banda et al, 2016). Además, estos trabajos paleosismológicos han conseguido estimar la tasa de desplazamiento neto del Segmento SO, permitiendo su caracterización sismogénica.

En este trabajo presentamos la modelización geométrica de una discordancia progresiva desarrollada en depósitos coluvio-aluviales del Pleistoceno medio-superior, con el objeto de estimar el desplazamiento vertical que experimenta el pliegue de propagación del Segmento NE responsable de la discordancia en este sector. La presencia de caliches a techo de los estratos de la

discordancia ha permitido conocer la edad de los mismos y observar la variación de la tasa de desplazamiento vertical del Segmento NE de la FCA para el Pleistoceno superior.

Contexto geológico y descripción de la discordancia progresiva

El Segmento NE de la Falla de Carrascoy se extiende a lo largo del borde norte de la Cresta del Gallo dando lugar a un frente montañoso activo de 16 km de longitud y orientación N50°E (Fig.1). Se trata de una estrecha zona de falla que articula la sierra con los sedimentos de la depresión del Guadalentín, compuesta por un conjunto de fallas sinistralas subverticales con buzamiento hacia el sureste y cierta componente inversa que disminuye hacia su extremo NE, donde desaparece (Fig.1).

La discordancia progresiva estudiada está localizada en una cantera sita en Los Ramos y desarrollada en depósitos aluvio-coluviales que conectan la sierra con los sedimentos fluvio-aluviales del valle (Fig.1). El depósito presenta una disposición estratigráfica (Fig. 2A) formada por diversas sucesiones de 4-6 m de espesor de niveles de gravas heterométricas, angulosas a subangulosas, clasto-soportadas (unidades A, B1, B2, E, G, H, J y K) a matriz-soportadas (unidades C y D), que en la parte alta de

la serie pasan a limos arenosos amarillentos (unidades F e I). Las gravas presentan una composición predominantemente dolomítica, procedente de las dolomías grises del Complejo Alpujárride que

conforman esta parte de la sierra. La matriz es limo-arenosa de color anaranjado y moderada a ligeramente cementada. Estos niveles forman cuerpos de morfología tabular con bases erosivas.

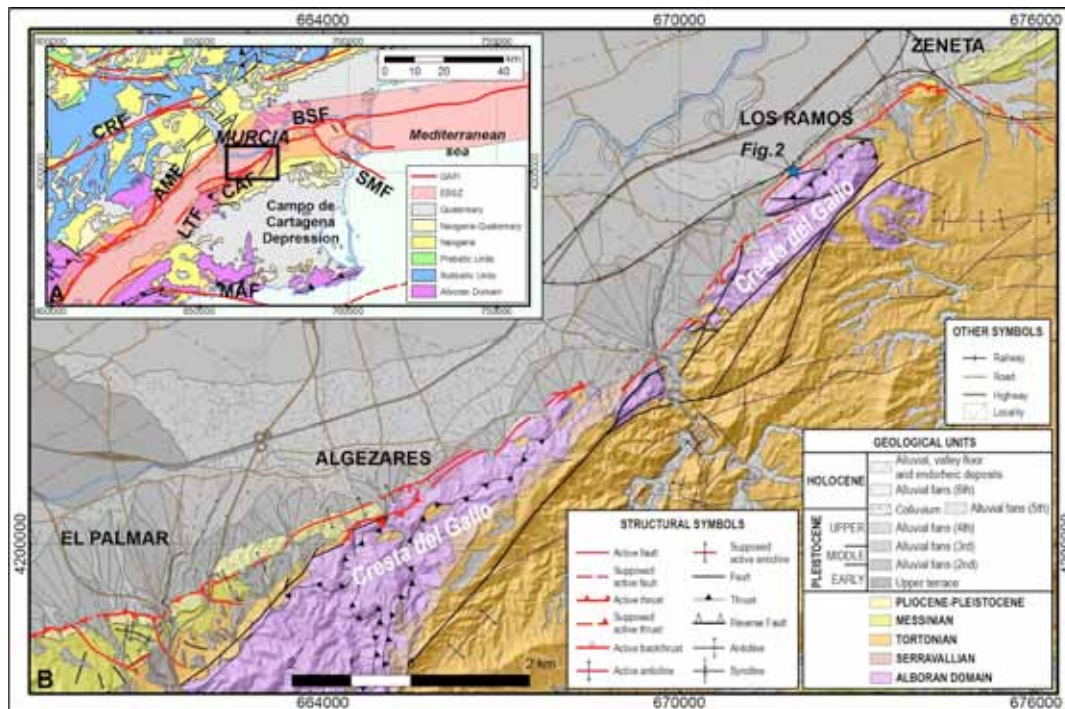


Figura 1: A. Contexto geológico general de la Falla de Carrascoy. El rectángulo muestra la localización de la figura B. CRF: Falla de Crevillente, AMF: Falla de Alhama de Murcia, BSF: Falla del Bajo Segura, SMF: Falla de San Miguel de Salinas, CAF: Falla de Carrascoy, LTF: Falla Los Tollos, MAF: Falla de Mazarrón. B. Mapa geológico del segmento NE.

Figure 1. A. Regional geological setting of the Carrascoy Fault. The rectangle shows the location of the B figure. CRF: Crevillente Fault, AMF: Alhama de Murcia Fault, BSF: Bajo Segura Fault, SMF: San Miguel de Salinas Fault, CAF: Carrascoy Fault, LTF: Los Tollos Fault, MAF: Mazarrón Fault. B. Geological map of the NE segment.

En general, se trata de facies conglomeráticas de tipo debris-flow, propias de ambientes sedimentarios coluvionales o de abanicos proximales, que hacia techo de la serie intercalan episodios de flujo por gravedad o flujo en láminas de agua y rellenos de canal más característicos de ambientes de abanico medio-distal. La geometría y facies observadas tanto en la cantera como en su entorno permiten diferenciar cuatro fases deposicionales (Fig. 2B). La primera, dominada por conglomerados clasto-soportados cementados dispuestos en *offlap* (unidades A, B1 y B2). La segunda, formada por facies matriz-soportadas que se disponen en *onlap* con respecto a la anterior fase deposicional (unidad C). La tercera, constituida fundamentalmente por una sucesión de facies conglomeráticas clasto-soportadas que pasan gradualmente a arenas limosas dispuestas nuevamente en *offlap* (unidades D-G, H-I). Y por último, la fase más reciente marcada por el *overlap* de la unidad J sobre las anteriores. La unidad K representa el encajamiento y relleno de un canal y la unidad L, un depósito de origen antrópico.

La existencia de paleosuelos carbonatados a techo de los estratos que remarcan la geometría de la discordancia progresiva (Fig. 2A), implica periodos prolongados de casi nula sedimentación bajo condiciones climáticas semiáridas a áridas y cierta inactividad tectónica. Se han datado los niveles de calcreta laminar desarrollada a techo de las unidades B1 (RA-UT7), C (RA-UT3) y G (RA-UT2) mediante el

método de desequilibrio de las series de uranio y los limos de la unidad unidad I (RAM-OSL1) mediante la técnica Optically Stimulated Luminescence (OSL) (Fig. 2A, Tabla 1). Las edades obtenidas sitúan a la primera fase deposicional con geometría *offlap* en el Pleistoceno medio, a la segunda fase (*onlap*) entre el Pleistoceno medio y el límite Pleistoceno medio-superior y a la tercera fase (*offlap*) entre el límite Pleistoceno medio-superior y la parte alta del Pleistoceno superior.

Seis techos de sedimentación, cinco de ellos con desarrollo de costras carbonatadas, definen la geometría de la discordancia progresiva en la pared de la cantera (techos de las unidades A, B1, B2, C, G e I; Fig. 2B): un abanico de capas con direcciones de estratificación N70-N57E y buzamientos hacia el N que disminuyen progresivamente hacia techo en *offlap-onlap* rotacional. Esta geometría representa la secuencia de crecimiento depositada durante la formación del pliegue de propagación de la falla y cuyas características se ajustan al modelo de crecimiento por rotación del flanco (e.g.: Erslev, 1991; Hardy y Poblet, 1994; Erslev and Mayborn, 1997). La falla causante de esta deformación es interceptada en otra pared de la cantera subparalela a la dirección de la traza (SW-NE). En esa pared, se observa que buza 85° hacia SE y que afecta tanto al depósito como a las dolomías alpujárrides intensamente brechificadas, siendo difícil distinguir el depósito del basamento.

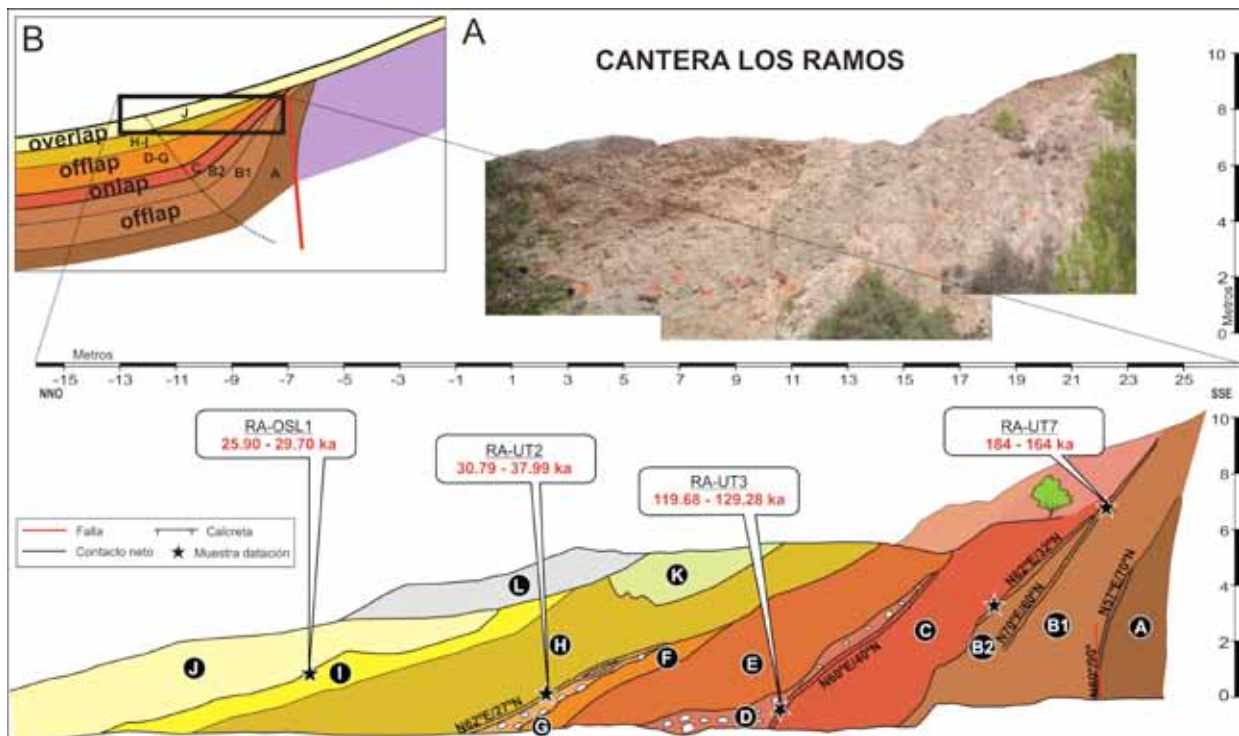


Figura 2: A. Esquema geológico de la Cantera Los Ramos. B. Reconstrucción de la discordancia progresiva y fases deposicionales observadas. El rectángulo marca la parte del pliegue que aflora en la cantera.

Figure 2. A. Geological scheme of the Los Ramos Quarry. B. Reconstruction of the progressive unconformity and observed depositional phases. The rectangle marks the part of the fold that outcrops in the quarry.

Modelización geométrica del pliegue de propagación y estimación de la tasa de desplazamiento vertical

En términos de deformación, conocemos bien el ángulo de rotación del pliegue y cómo varía éste durante gran parte del Pleistoceno, pudiéndose establecer la tasa de rotación del pliegue para parte del Pleistoceno medio y para la mayor parte del Pleistoceno superior (Tabla 1).

Periodo de tiempo (ka)			Áng. de rot.	Tasa de rotación
PL m	B1-C	49.62 ± 11.09	15 ± 2	0.30 ± 0.08
PL m-H	B1-Act	174 ± 10	40 ± 4	0.23 ± 0.03
PL s	C-G	90.09 ± 6	15 ± 2	0.17 ± 0.03
	G-I	6.59 ± 4.07	8 ± 2	1.21 ± 0.81
	C-I	96.68 ± 5.16	23 ± 2.83	0.24 ± 0.03
PL s-H	C-Act	124.48 ± 4.8	25 ± 3.46	0.20 ± 0.03
	G-Act	34.39 ± 3.6	10 ± 2.83	0.29 ± 0.09
	I-Act	27.8 ± 1.9	2 ± 2	0.07 ± 0.07

Tabla 1: Ángulo (°) y tasa de rotación (°/ka) para distintos periodos del Pleistoceno (PL). m: medio, s: superior, H: Holoceno, Act: actualidad.

Table 1. Angle (°) and rate of rotation (°/ky) for different periods of the Pleistocene (PL). m: middle, s: upper, H: Holocene, Act: present.

Cuantificar esta deformación en términos de tasa de levantamiento o desplazamiento de la falla implica la modelización geométrica del pliegue. En la mayoría de los modelos geométricos y/o numéricos de crecimiento de pliegue por rotación del flanco (p.e.: Hardy and Poblet, 1994; Butler and Lickorish, 1997), el ángulo de rotación presenta una relación directa con otros parámetros deformacionales, permitiendo la estimación del levantamiento y acortamiento del pliegue (Fig. 3A). La geometría del pliegue que nos ocupa se ajusta bastante más a los modelos de crecimiento basados en la rotación simple del flanco, con charnela fija y longitud del flanco constante, que a los de rotación del flanco por cizalla (Hardy and Poblet, 1994; Butler and Lickorish, 1997), dado que los desplazamientos obtenidos aplicando el último modelo presentan un orden de magnitud superior, resultando tasas de desplazamiento muy elevadas para la Falla de Carrascoy e incluso para el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. A pesar de su ajuste con los modelos de rotación simple del flanco, nuestro modelo muestra dos particulares (Fig. 3):

1) En los modelos de base, el desplazamiento vertical (y) el acortamiento horizontal (s) del pliegue dependen de la longitud del flanco (L) y del ángulo de rotación (ϕ), partiendo siempre de estratos pre-deformacionales horizontales (Fig. 3A). Nuestro modelo parte de estratos con buzamientos (β) de 15° al NW correspondiente a la pendiente deposicional de los depósitos de ladera sobre los que se desarrolla el pliegue. Estos buzamientos deben tenerse en cuenta en la construcción del modelo (Fig. 3B).

2) Los modelos a los que se pretende ajustar nuestro pliegue están asociados a despegues y no a pliegues de propagación, por lo que no consideran la

posición ni el buzamiento de la falla causante de la deformación (Fig. 3A). En nuestro modelo, dado el alto buzamiento de la falla (85° hacia el S) se considera que el movimiento en la vertical en la falla es equivalente al movimiento en la vertical por plegamiento (V). De esta manera, va a depender de la longitud del flanco (L), el ángulo de rotación (ϕ) y del buzamiento inicial del depósito (β) (Fig. 3C). En ausencia del anticlinal asociado al bloque levantado (por erosión), y partiendo de una estructura simétrica, se ha estimado la longitud total del flanco (L) como el doble de la distancia (l) que representa la longitud entre el punto donde se recupera el buzamiento original de depósito en la parte sinclinal del pliegue, y el punto de inflexión sinclinal-anticlinal.

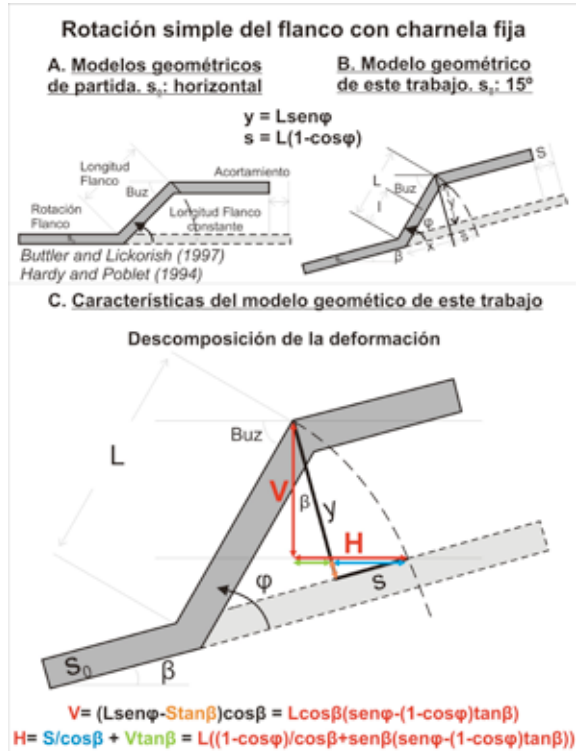


Figura 3: Representación gráfica de los modelos de partida (A) y del modelo geométrico de este trabajo (B). Descomposición de la deformación en las componentes vertical y horizontal según buzamiento (C).

Figure 3: Graphic representation of the starting models (A) and the geometric model of this work (B). Decomposition of the deformation on the vertical and horizontal components according to dip (C).

Los valores de salto vertical (V) obtenidos (Tabla 2) deben ser considerados valores mínimos ya que el modelo geométrico no incluye deformaciones por arrastre. Una vez conocidos los valores de salto

vertical (V) y las edades de las superficies que los definen hemos podido establecer la tasa de desplazamiento vertical de la falla para distintos periodos a lo largo de la mitad superior del Pleistoceno (Tabla 2).

Periodo de tiempo		Salto vertical neto	Tasa de desplazamiento vertical neta
PL m	B1-C	19.29 ± 3.86	0.39 ± 0.12
PL m-H	B1-Act	44.83 ± 5.19	0.26 ± 0.03
PL s	C-G	19.29 ± 3.86	0.21 ± 0.05
	G-I	10.55 ± 3.88	1.60 ± 1.15
	C-I	28.55 ± 4.57	0.30 ± 0.05
PL s-H	C-Act	30.72 ± 5.72	0.25 ± 0.05
	G-Act	13.10 ± 4.70	0.38 ± 0.14
	I-Act	2.68 ± 3.89	0.11 ± 0.14

Tabla 2: Salto vertical (m) y tasa de desplazamiento vertical (m/ka) para distintos periodos del Pleistoceno (PL). m: medio, s: superior, H: Holoceno, Act: actualidad.

Table 2. Vertical displacement (m) and vertical slip rate (m/ky) for different Pleistocene periods (PL). m: middle, s: upper, H: Holocene, Act: present.

Referencias bibliográficas

- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Butler, R.W.H. & Lickorish, W.H. (1997). Using high-resolution stratigraphy to date fold and thrust activity: examples from the Neogene of south-central Sicily. *J. Geol. Soc.*, 154, 633-643.
- Erslev, E.A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6):617-620.
- Erslev EA, Mayborn KR (1997) Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt. *J Struct Geol*, 19(3-4):321-335
- Ferrater, M. (2016). *Velocitat de desplaçament de la falla d'Alhama de Murcia (Bètiques Orientals); implicacions en el seu potencial sísmic*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona (España), 282 pp.
- Hardy, S. & Poblet, J. (1994). Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, 371-374.
- Martin-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Salazar, Á.E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A., Herrero, M.J. (2016). New insight on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. *Tectonics*, 35, 55-75.
- Moreno, X., Masana E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata Range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics* 663, 78-94.



REVISION PRELIMINAR DE LOS SISTEMAS DE FALLAS ACTIVAS EN EL CUATERNARIO EN GALICIA

Preliminary review of the Quaternary-Active faults in Galicia

F. Martín-González (1), P. Ruano (2,3) y J. M. Insua-Arévalo (4), L. González-Menéndez (5), A. Rodríguez (5), N. Heredia (5)

- (1) Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán, s/n. 28933-Móstoles-Madrid.
- (2) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. pruanor@ugr.es
- (3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Av. Las Palmeras s/n. Armilla-Granada
- (4) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. c/ Jose Antonio Novais, 28040 Madrid
- (5) Instituto Geológico y Minero de España, c/Ríos Rosa 23, 28003 Madrid

Resumen/resumo: El estudio de fallas activas en Galicia y la datación de los materiales recientes a los que afectan ha supuesto el reconocimiento de reactivaciones durante el Cuaternario en los grandes sistemas de fallas que afectan al Macizo Ibérico. Estos sistemas se pueden agrupar en tres: (i) ONO-ESE hasta NO-SE, (ii) E-O hasta OSO-ENE y (iii) N-S hasta NE-SO. En el trabajo de campo se ha reconocido que afectan a materiales cuaternarios los sistemas ONO-ESE, N-S y NNE-SSO. Todos ellos contienen fallas de alto buzamiento y cinemáticas dextrales para los sistemas ONO-ESE, y sinexiales para los NE-SO. Los sistemas de fallas E-O y OSO-ENE con cinemática normal no ha podido constatare que afecten a sedimentos cuaternarios. Estos datos son coherentes con las fallas que serían activas bajo el tensor de esfuerzos descrito en la actualidad para esta región.

Palabras clave: Tectónica activa, fallas, Galicia, Macizo Ibérico

Abstract: The study of active faults in Galicia and the dating of deformed recent sediments has allowed the recognition of reactivations during the Quaternary in the large fault systems of the Iberian Massif. These systems can be grouped into three fault systems: (i) WNW-ESE to NW-SE, (ii) E-W to WSW-ENE and (iii) N-S to NE-SW. During field studies, it has been recognized that the WNW-ESE, N-S and NNE-SSW systems offset Quaternary sediments. All of them are high-dip faults with dextral kinematics for the WNW-ESE and sinistral kinematics for the NE-SW. The E-W and WSW-ENE fault systems with normal kinematics could not be found deforming Quaternary sediments. These data are consistent with the faults that would be active under the current stress tensor published for this region.

Key words: Active tectonics, Quaternary active faults, Galicia, Iberian Massif

Introducción

Galicia se encuentra alejada de los bordes sísmicamente activos de la Placa Euroasiática, que en la Península Ibérica se encuentran en su límite sur, por lo que su actividad sísmica ha sido históricamente obviada. Sin embargo, se ha producido un aumento muy significativo de la sismicidad instrumental que ha tenido su máxima expresión, hasta la fecha, en las crisis sísmicas de Lugo de 1995 y 1997, 5,1 mb (Sarria-Triacastela-Becerreá) (Martínez-Díaz et al., 2006; Martín-González et al., 2012a). Por otro lado, Galicia forma parte del Macizo Ibérico que se caracteriza por un basamento varisco, de edad fundamentalmente paleozoica que aparece afectado por tres grandes sistemas de fallas post-variscas: (i) ONO-ESE hasta NO-SE, (ii) E-O hasta OSO-ENE y (iii) N-S hasta NE-SO (Martín-González, 2009; Martín-González and Heredia, 2011b). Sobre este basamento varisco se encuentran dispersos sedimentos detríticos cenozoicos, de carácter continental, con escasa extensión y difícil datación. Debido a esto, el estudio de la actividad tectónica reciente es complejo, sobre todo por las escasas posibilidades de encontrar fallas que afecten a dichos sedimentos.

El incremento de la sismicidad instrumental ha supuesto un aumento de los estudios de la actividad

tectónica reciente en esta región y se están publicando nuevos estudios sobre fallas activas afectando a materiales cuaternarios (p. ej. Rodríguez García et al., 2006; Martín-González et al., 2012b; Viveen et al., 2012 a y b). Por otro lado, debido al avance en las técnicas de datación, en los últimos años se está precisando la edad de los sedimentos y procesos cenozoicos por medio de diferentes técnicas como la termocronología de huellas de fisión, OSL, cosmogénicos ^{10}Be y paleontología de micromamíferos (Martín-González et al., 2012b; Viveen et al., 2012b; Martín-González et al., 2014). Estas dataciones permiten también constreñir la actividad de las fallas que los deforman.

La sismicidad reciente aporta información importante para determinar la orientación del tensor de esfuerzos actual. En este sentido Galicia se encuentra actualmente bajo un tensor con una compresión máxima en la horizontal de dirección NO-SE presente en la zona desde el Mioceno superior (De Vicente et al., 2008). Por esto, las fallas con orientaciones NE-SO hasta N-S son potencialmente activas y están asociadas a una sismicidad moderada. Teniendo en cuenta esto, su cinemática será de fallas de desgarre y en algunas zonas con importante componente inversa (De Vicente et al., 2008; Martín González et al., 2012a).

El Proyecto del Plan Nacional I+D+i Mineco-Feder CGL2015-70970-P, destinado a la caracterización de los grandes sistemas de fallas del Noroeste del Macizo Ibérico, tiene entre otras tareas identificar las que puedan afectar a materiales cuaternarios en Galicia. En este marco, se procedió primero a reconocer las estructuras publicadas y posteriormente a realizar campañas de reconocimiento de otros sistemas de fallas que afecten a materiales cuaternarios. En este trabajo se presentan la revisión preliminar de estas estructuras agrupadas en los tres sistemas de fallas principales y

reconocidos en diferentes partes de esta región: (i) ONO-ESE (en la parte más septentrional gallega) hasta NO-SE, (ii) E-O hasta OSO-ENE (en la parte oriental gallega, Montes Galaico Leoneses), (iii) N-S (en la parte más occidental gallega, costa atlántica) hasta NE-SO (Fig. 1).

Resultados y discusión

En la depresión de Alfoz (Fig.1) han sido identificadas las fallas de Ferreira. Estas fallas afectan a materiales cuaternarios (Rodríguez García et al., 2006) y presentan direcciones ONO-ESE

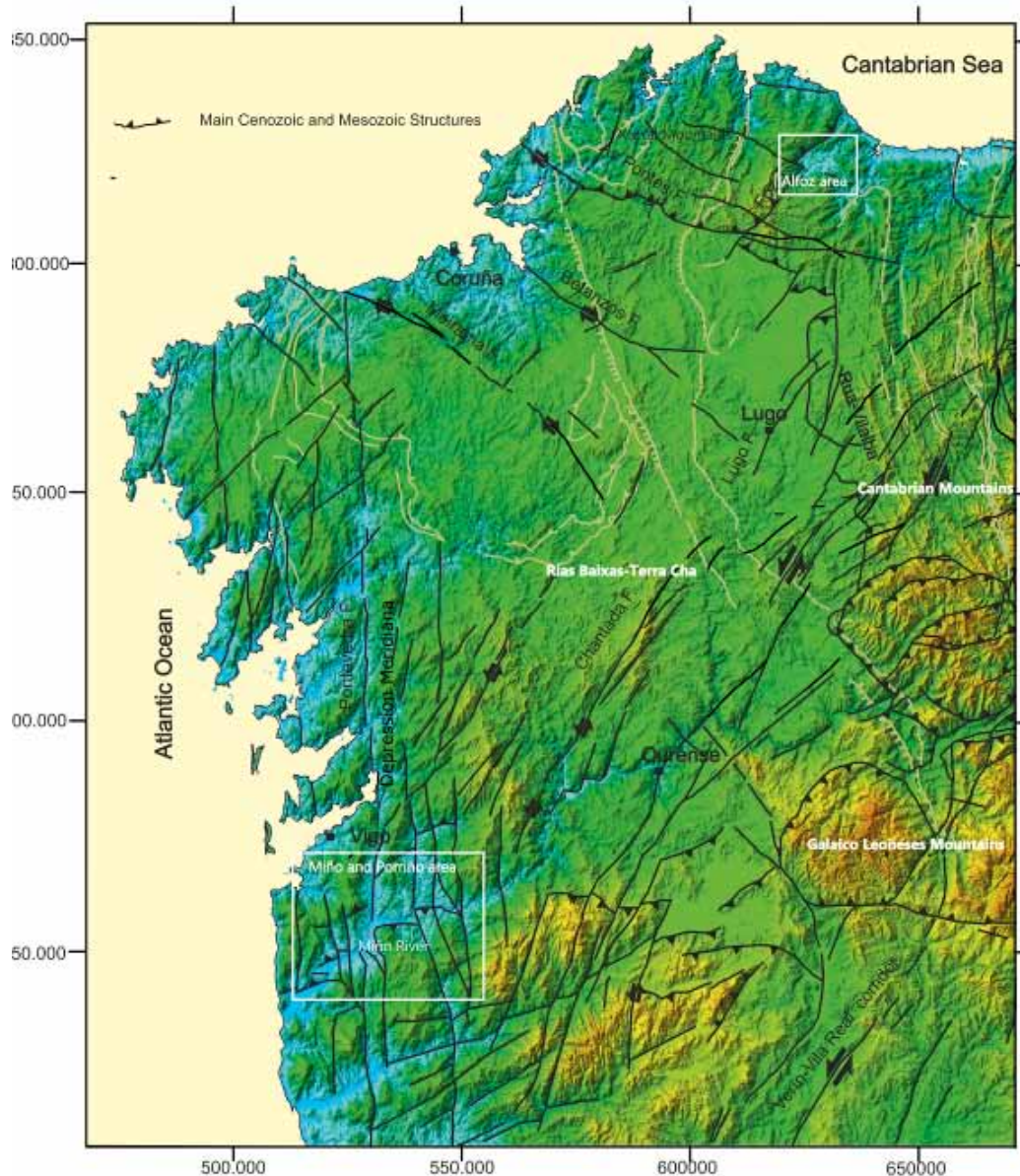


Figura 1. Mapa de las principales estructuras cenozoicas y mesozoicas del NO peninsular. Se observan los tres principales sistemas de fallas (i) ONO-ESE hasta NO-SE, (ii) E-O hasta OSO-ENE y (iii) N-S hasta NE-SO y la localización de las áreas donde se han reconocido estos sistemas con actividad en el cuaternario.

Figure 1. Map of the NW Iberian Peninsula showing the main Cenozoic and Mesozoic structures. The three main fault systems are shown (i) WNW-ESE to NW-SE, (ii) E-W to WSW-ENE and (iii) NS to NE-SW and the location of the areas where these systems have been recognized active in the Quaternary.

(N140°E y N97°E) y altos buzamientos (60-82°) (Fig. 2b). La cinemática observable en afloramiento es de fallas inversas con componente dextral por la reorientación de los cantos del abanico aluvial que corta la falla. Los desplazamientos mínimos de las fallas medidos en el afloramiento son de 3-4 m. La posible edad de los depósitos aluviales fallados es Pleistoceno al correlacionarse cartográficamente con el nivel más alto de las terrazas de la zona. Estas fallas presentan una orientación y cinemática similar a la falla de As Pontes que cabalga materiales terciarios (Oligoceno superior y Mioceno). La cinemática de estas fallas durante el Terciario es también de desgarre dextral con importante componente inversa (levantamiento del bloque norte).

Las fallas E-O y OSO-ENE, características de la parte más oriental de Galicia, forman los cabalgamientos que levantan los Montes Galaico-Leoneses y la Cordillera Cantábrica, y limitan las principales cuencas terciarias, donde llegan a afectar a materiales del Mioceno superior (Fig. 2e; Martín-González y Heredia, 2011a, Heredia et al., 2015) y del Plioceno en Xinzo de Limia. La parte suroccidental de Galicia se caracteriza también por la presencia de importantes lineamientos con esta orientación, los cuales condicionan la morfología de las Rías Baixas y el curso de los principales ríos. Esta última zona se encuentra en la Región de Rías Baixas-Terra Chá (Martín-González y Heredia, 2011b) que se caracteriza por su escaso relieve, presencia de superficies de peniplanización de edad fini-mesozoica y escasa actividad tectónica cenozoica. Sin embargo, al sur de esta zona, en la frontera con Portugal que marca el río Miño, la morfología costera de las rías desaparece y el relieve aumenta, impidiendo la entrada del mar en los valles fluviales. En las terrazas de la desembocadura del río Miño se han descrito fallas de esta orientación con cinemática de falla normal (Viveen et al., 2012a). Dichos autores (Viveen et al., 2012b) han datado estas terrazas por medio de OSL y cosmogénicos ^{10}Be y han obtenido una edad mínima de 650 ka. El levantamiento obtenido a partir del encajamiento del río con respecto a las terrazas está entre 0,07 y 0,09 mm/a, aunque los mismos autores en un estudio posterior modelizan este levantamiento y estiman que este podría llegar a ser mayor de 0,10 mm/a (Viveen et al. 2013). En estos trabajos destaca que las velocidades son mayores para periodos más antiguos (650-563 ka con velocidades que llegan a los 0,13 mm/a) que para los periodos más recientes (458-196 ka con velocidades de 0,07 mm/a). Estos datos indicarían una deceleración de los procesos tectónicos.

En los trabajos de Viveen et al. (2012 a y b) el tramo final del río Miño atraviesa una zona con importantes fallas de diferentes orientaciones (NNE-SSO a N-S, E-O a OSO-ENE y NO-SE) que condicionan por un lado la asimetría, el número y espesor de las terrazas, y por otro condiciona el curso del río formando tramos rectilíneos con direcciones N-S, NO-SE y OSO-ENE. Se han propuesto para estas fallas cinemáticas de falla normal que llegan a generar pequeñas cuencas de 20 m de potencia de edades menores a 650 ka (Viveen et al., 2012a). La mayoría de estas fallas están inferidas a partir de lineaciones observadas en ortofotos o modelos de

elevación del terreno. Sin embargo, las fallas E-O y OSO-ENE con cinemática normal, indicadas como probadas en estos artículos, no han podido ser identificadas durante nuestros trabajos de campo. Se han visitado los mismos afloramientos en graveras estudiados en el trabajo original y se ha comprobado que los depósitos presentan continuidad lateral sin verse afectados por las fallas descritas. De nuestras observaciones deducimos que es probable que hayan sido interpretadas como fallas, efectos ópticos producidos por la presencia de diferentes frentes de explotación en las canteras fotografiadas (Fig. 2d). Por este motivo, al no poder encontrarse hasta la fecha fallas con estas direcciones afectando materiales cuaternarios, no podemos considerar este grupo de fallas normales como activas.

También se han identificado durante estas campañas fallas de dirección NNE-SSO y N-S en la Depresión Meridiana cerca de Porriño (Fig. 2c) y en las terrazas del río Tea (Fig. 2a). Estas fallas tienen direcciones N20°E con altos buzamientos (70-80°) y afectan a las terrazas altas (>50 m). Las fallas N-S hasta NNE-SSO identificadas, afectando materiales del río Louro, también tienen importantes buzamientos (70-80°). Actividad cuaternaria ha sido



Figura 2: Aspecto de campo de los sistemas de fallas estudiados afectando materiales cuaternarios. a.- fallas NNE-SSO en Salvaterra. b.- falla ONO-ESE en Ferreiras c.- falla N-S en Porriño d.- Vista oblicua en la que se observa la continuidad lateral de los depósitos de terraza del río Miño en la gravera de Salvaterra. e.- fallas E-W con cinemática inversa afectando abanicos del mioceno superior at Las Medulas-Orellán

Figure 2. Field examples of the studied fault systems affecting quaternary sediments. a.- NNE-SSW faults at Salvaterra b.- WNW-ESE faults at Ferreiras, c.- N-S faults, d.- visual effect of the superposition of two quarrying fronts in the Miño river terraces (Salvaterra). e.- E-W faults with inverse kinematics affecting fans of the upper Miocene at Las Medulas-Orellán.

también identificada en fallas sinestrales de orientación NNE-SSO como las de Verín-Vila Real y Vilariça situadas en el norte de Portugal. En particular y con técnicas paleosísmicas, se han establecido velocidades entre 0,30 y 0,50 mm/a para la falla de Vilariça (Rockwell et al., 2009).

Conclusiones

En Galicia se reconocen los tres grandes sistemas de fallas en el Macizo Ibérico. El sistema ONO-ESE a NO-SE incluye fallas de desgarre dextral con alto buzamiento y afecta a materiales cuaternarios. El sistema N-S a NE-SO incluye fallas de desgarre sinistral y también con alto buzamiento. Por último, las fallas E-O a OSO-ENE con cinemáticas de falla normal y afectando materiales cuaternarios no han podido ser reconocidas durante nuestro trabajo de campo. Estas fallas sí han sido reconocidas en la parte más oriental de la zona de estudio donde cortan a materiales del Mioceno superior e incluso hasta del Plioceno, pero siempre presentan cinemáticas de falla inversa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado y se ha realizado en el marco del proyecto (MINECO-FEDER) CGL2015-70970-P. Agradecemos a José Luis Fernández Piñeiro, Áridos Mendo y a la Autoridad Portuaria de Vigo el acceso a las graveras de Salvaterra y As Neves. Agradecemos también a J. Cabral la revisión crítica del manuscrito original.

Referencias bibliográficas

- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., Fernández-Lozano, J. (2008): Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics* 27, TC1009, doi: 10.1029/2006TC002093.
- Heredia N., Fernández L.P., Martín-González F., Bahamonde J.R. (2015) Depositional style and tectonostratigraphic evolution of El Bierzo Tertiary sub-basin (Pyrenean orogen, NW Spain). *Geologica Acta* 13: 1-23
- Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Villamor, P., Martín-González, F., Insua, J.M. (2006): Seismic triggering in a stable continental area: The Lugo 1995-1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics* 41, 440-449.
- Martín-González F., Freudenthal M., Heredia N., Martín-Suárez E. Y Rodríguez-Fernández R. (2014) Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal* 49: 15-27
- Martín-González, F. & Heredia N. (2011a) Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **502**, 75-89.
- Martín-González, F. & Heredia, N. (2011b) Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen relief (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37: 102-120.
- Martín-González, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology*, 107, 210-225.
- Martín-González, F., Antón, L. Insua, J.M. De Vicente, G. Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N., Olaiz A. (2012a) Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 52-69
- Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N., Gallastegui, G. (2012b). Interaction of two successive Alpine deformation fronts: constraints from low-temperature thermochronology and structural mapping (NW Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences* 101, 1331-1342.
- Rockwell, T. Fonseca, J. Madden, C. Dawson, T. Owen, L. A. Vilanova S. Y Figueiredo P. (2009) Palaeoseismology of the Vilarica Segment of the Manteigas-Bragança Fault in northeastern Portugal From: Reicherter, K., Michetti, A.M. y Silva, P. G. (eds) *Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment*. The Geological Society, London, Special Publications, 316, 237-258.
- Rodríguez García, A. Quintana, L. González Menéndez L. y Suárez Rodríguez A. (2006), Neotectónica en el norte de Galicia: Fallas inversas de actividad cuaternaria en la cuenca fluvial del alveolo de Alfoz, Lugo *Geogaceta*, 40 23-26
- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Desprat, S., Vidal-Romani, J.R., 2013. Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño terrace record: a gradient modelling evaluation. *Geomorphology* 186, 96-118.
- Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., 2012a. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic margin by means of geomorphic indices and field studies of the lower Miño River terraces. *Tectonophysics* 544-545, 13-30.
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernández-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J., 2012b. A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ¹⁰Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change* 94-95, 82-100.



NEW EVIDENCES OF HISTORICAL SURFACE RUPTURE ON THE ALHAMA DE MURCIA FAULT. IMPLICATIONS FOR SEISMIC HAZARD

Nuevas evidencias de ruptura superficial en época histórica e la Falla de Alhama de Murcia. Implicaciones en la amenaza sísmica.

J.J. Martínez-Díaz (1,2), J. Alonso-Henar (1), C. Canora (3), J. García-Mayordomo (4), J.M. Insua-Arévalo (1), E. Rodríguez-Escudero (3), J. A. Álvarez-Gómez (1), R. Pérez-López (4), A. Staller (5), M. Ferrater (6); M. Ortuño (6); E. Masana (6), A. Sánchez-Sánchez (7)

- (1) Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. 28040, Madrid. jmdiaz@ucm.es
(2) Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Madrid
(3) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. 28049-Madrid.
(4) Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid, Spain
(5) Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía. ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía. UPM. 28031-Madrid.
(6) Risknat group and Geomodels Institute. Dept. de Dinàmica de la Terra i l'Oceà, Universitat de Barcelona, Barcelona 08028
(7) AIA Estudio, 30815 Lorca-Murcia.

Abstract: The date of the last large event occurred in a fault segment is of great importance in seismic hazard assessment, especially when time-dependent models are considered. Eight of the twelve destructive earthquakes occurred in the eastern Betic Cordillera since 16th century, are located less than 10 km away from the Alhama de Murcia fault (AMF). Up to now, ground surface geological evidence to associate these events with the activity of specific fault segments has not been identified. In this work we present the first geological evidence of the catastrophic 1674 event occurred at Lorca (SE Spain). The excavations at La Torrecilla creek exposed archaeological remains from the Islamic period affected by 55 \pm 20 cm offset by the AMF fault. This supports the occurrence of earthquakes with surface rupture in the historical period on the Alhama de Murcia Fault and reinforces the results obtained in the previous paleoseismological works. The theoretical scenarios of maximum magnitudes and recurrence time obtained by combining this historical event with the fault slip rate, given the accumulated slip deficit, support that the seismic hazard associated with maximum magnitude events in this section of AMF could be greater than previously thought.

Palabras clave: Alhama de Murcia Fault, 1674 Lorca earthquake, seismic Hazard, last event.

Resumen: La edad del último gran terremoto en un segmento de una falla sismogénica es un parámetro clave para los cálculos de peligrosidad sísmica, especialmente en los cálculos basados en modelos dependientes del tiempo. Ocho de los doce terremotos destructivos ocurridos en las cordilleras Béticas orientales desde el siglo XVI están localizados a menos de 10 km de la traza superficial de la Falla de Alhama de Murcia (AMF). Hasta ahora no se han identificado evidencias geológicas de ruptura superficial asociada a estos eventos que permitan asociarlos a segmentos específicos de la AMF. En este trabajo se presentan evidencias geológicas de ruptura superficial asociada al terremoto de Lorca de 1674. Las excavaciones paleosísmicas realizadas en la rambla de La Torrecilla han expuesto restos de una acequia datada como del periodo árabe que aparece afectada por un desplazamiento de 55 \pm 20 cm de la falla AMF. Esto apoya la ocurrencia de eventos con ruptura superficial en época histórica a lo largo de la AMF y refuerza las observaciones obtenidas en estudios paleosísmicos previos. Los escenarios teóricos de eventos de magnitud máxima e intervalos de recurrencia, combinando este evento histórico con los valores de tasa de desplazamiento de la AMF disponibles, considerando el déficit de desplazamiento acumulado, apoyan que la peligrosidad sísmica asociada a eventos de magnitud máxima en esta sección de la AMF puede ser mayor de la considerada hasta ahora.

Key words: Alhama de Murcia Fault, terremoto de Lorca de 1674, peligrosidad sísmica, último evento.

INTRODUCTION

In spite of the low to moderate damaging seismic activity occurred during the last century, the historical seismic catalogue shows that at least 12 destructive earthquakes with intensity EMS>VI have occurred since the beginning of the 16th century in southeastern Betics (apart from the last 2011 Lorca earthquake). Eight of these events had a magnitude Mw>4.5 and were located less than 10 km away from the Alhama de Murcia fault trace (Fig. 1). Up to now, it has not been identified any geological evidence on the ground surface to associate these events with the activity of specific segments of this fault or any other faults in the area.

Over the last 20 years, several studies have been carried out to analyze the paleoseismic activity and seismotectonic behavior of the most active faults of the Eastern Betics (Carboneras fault, Palomares

fault, Alhama de Murcia fault, Los Tollos fault, Carrascoy fault, etc. (see Quaternary Active Fault Database of Iberia, QAFI, <http://info.igme.es/qafi/>) for

a complete references review. In these studies, a number of paleo-earthquakes of magnitudes Mw > 6.0 are identified and dated, some fault activity parameters (average recurrence interval and slip rate) are obtained and different segmentation models of the faults are proposed. Determining which segments were responsible for historical damaging earthquakes EMS98 >VII and/or Mw>6.0 should be a main objective in the analysis of active faults. Because the date of the last event is a very sensitive parameter in probabilistic seismic hazard calculations, the assignment of these earthquakes to specific faults or segments is of great importance, especially when time-dependent models are considered.

The town of Lorca (Fig.1) was seriously damaged during the 2011 Mw 5.2 earthquake. Despite its moderate magnitude, this earthquake caused 9 deaths and extensive damage. This city has also suffered another 4 episodes of destruction between the 14th and 19th centuries. In this work we show the results obtained during a paleoseismological

exploration of a section of the AMF located 3 km to the SW of Lorca. We found evidence that support the occurrence of an earthquake with surface rupture ($M_w > 6.0$) after 1200 AD that we associate with the destructive seismic series that took place in 1674. The excavations carried out in the area of La Torrecilla creek exposed archaeological remains from the Islamic period offset 55 ± 20 cm along the AMF fault, as well as other geological evidence of surface deformation.

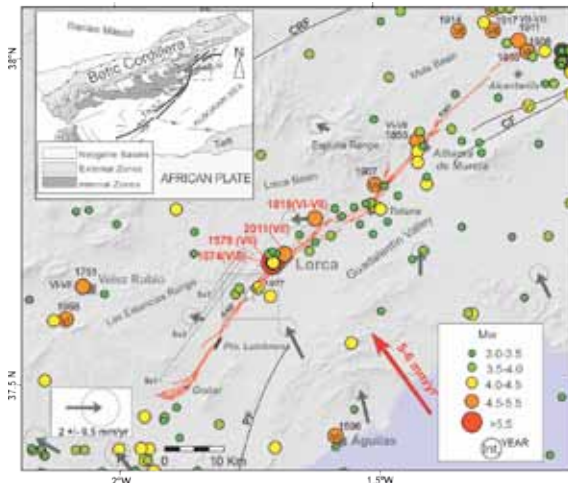


Figure 1. Map of the study area showing the main active faults (AMF: Alhama de Murcia Fault; CRF: Crevillente fault; CF: Carrascoy fault; PF: Palomares fault). The epicenters of instrumental seismicity with magnitude $M_w > 3.0$ and the historical seismicity of intensity (EMS98) $> V$ are from IGN (2017). The square indicates the situation of the detailed geological map of figure 2, and the white star shows the position of La Torrecilla site. Arrows show the GNSS velocity vectors from Echeverría et al. (2013) referred to Eurasian plate, together with the regional African-Eurasian plates convergence (5-6 mm/yr). The three rupture scenarios (Sc1-3) analyzed in the text are marked with dashed lines.

Figura 1. Mapa de la zona de estudio en la que se proyectan las principales fallas activas; AMF: Falla de Alhama de Murcia; FCR: Falla de Crevillente; FC: Falla de Carrascoy; FP: Falla de Palomares. Los epicentros de sismicidad histórica (fechas en rojo) e instrumentales están tomados del IGN (2017). El recuadro enmarca la cartografía de detalle de la figura 2, y la estrella blanca señala la posición del afloramiento de La Torrecilla. Las flechas indican las velocidades GNSS referidas a la placa Euroasiática tomadas de Echeverría et al (2013), junto con la convergencia de las placas (5-6 mm/a). Los tres escenarios de ruptura considerados en el texto están marcados con líneas de puntos.

LA TORRECILLA SITE

The area analyzed in this study is located in the northern sector of the Góñar-Lorca section, near the limit with the Lorca-Totana section. In this area the AMF has a complex structure with several compressional strike-slip duplex structures, one of which was responsible for the 2011 Lorca earthquake (Martínez-Díaz et al., 2012) (Fig. 1).

We selected the northern sector of the Góñar-Lorca section to carry out a detailed study of the AMF Holocene activity. Here, the deformation is concentrated in a unique branch of the AMF (Fig. 2). The fault is characterized by a 100 m wide shear zone that flanks the mountain front of Las Estancias range. This shear zone is composed by a 20 m wide

band of fault gouge of basement materials and a band of sheared upper Miocene materials (Fig. 2).

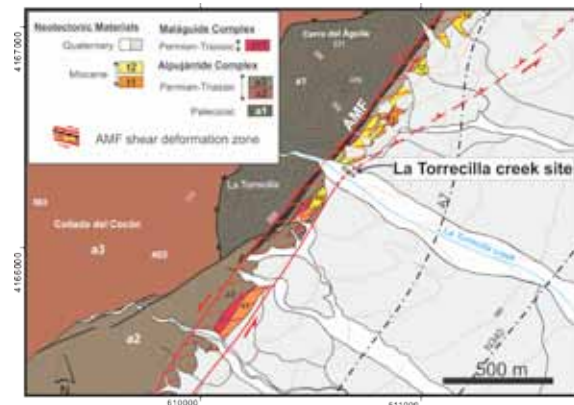


Figure 2. Geological map showing the location of the the Torrecilla site in the Góñar-Lorca section of the AMF.

Figura 2. Mapa geológico de la zona de la rambla de La Torrecillas en el sector Góñar-Lorca de la AMF.

In the same excavation, carried out on the fault plane covered by recent sediments, we found the remains of an ancient irrigation ditch from the Islamic period, situated at a depth of 1.5 m and at a distance of 2.5 m away from the fault. Before the excavation, nothing was known about the existence of this ditch. The analysis of aerial photographs from 1929 revealed that this area of the creek was covered by 4 to 5 m of fluvial gravel deposits. Radiocarbon dating of charcoal fragments found embedded in the mortar of the ditch, as well as organic matter contained in the silts that fill in the ditch, provided us with dates between 975-1155 AD for the mortar and 1189-1273 AD for the filling. The latter age postdates the time of abandonment and fossilization of the ditch. The paleo-channel deposits affected by the movement of the fault (unit 2 in figure 3) overlays the deposits that fill the irrigation ditch; this implies that the last rupture event should have affected the ditch (Figure 3).

ANALYSIS OF THE DEFORMATION

The azimuthal view of the ditch shows segments of slight different orientation varying in length near the fault from 179 to 229 cm, probably associated with the succession of several formwork phases during its construction that explains the gentle changes in orientation. We identified sixteen straight segments having a mean azimuth of $N108^\circ \pm 8^\circ$, except for the two easternmost ones. From the geometrical analysis and reconstruction of the segments a strike-slip separation of 53 ± 22 cm can be estimated considering the projection on the mean orientation of the ditch. To analyze the vertical deformation a detailed topographic profile from a total station and GPS surveys along the ditch was projected in a $N108^\circ$ vertical plane (Fig. 4). A slope of ca. 3‰ has been estimated for the ditch at both walls of the fault (dashed line), giving a vertical separation of 14 ± 2 cm. The slope is estimated along the ditch bottom (better preserved from degradation than the banks) considering the total station survey data. A gentle anticline folding was identified on the upthrown block. This is probably associated with a drag near the fault, and the existence of some internal deformation of the sediments due to shortening. In addition, a slight tilting of the ditch walls was observed in the ditch sections located less than 5 m away from the fault,

which is consistent with some internal deformation of the deposits close to the fault.

The net displacement (D) and pitch (ϕ) values were calculated by the addition of the horizontal and vertical separation vectors on a fault plane dipping 70° NW, as observed in the fault zone exposed in several outcrops and in other trenches. These values are: $D = 55.7 \pm 20.6$ cm and $\phi = 18^\circ$.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

We have estimated the magnitudes that three different rupture scenarios would generate in the Góñar-Lorca section of the AMF considering a fault width of 12-10 km. A first scenario (Sc1 in Fig. 1), considers the rupture of the entire Góñar-Lorca segment, with a length of 30 km. A second scenario Sc2 a rupture between Puerto Lumbreras, where a splay fault intersects the main fault, and Lorca (15 km long), and finally, a third scenario, Sc3 considering the rupture of a 10 km long section (in this case we reduced the width to 10 km), including the Lorca strike slip duplex and the sector of the La Torrecilla site. Using the empirical relationships recommended in Stirling et al. (2013) for intraplate regions and for low velocity strike-slip and reverse faults for each scenario we obtain the following values: Sc1: Mw 6.5-6.9; Sc2: Mw 6.2-6.6 and Sc3: Mw 5.9-6.4. Using the estimate of Mw from the Kanamori (1977) equation from the potential rupture area and the displacement observed we obtain a Mw, that range from 5.9 to 6.9.

The 1674 damage scenario for a Mw 6.5 earthquake rupturing the Pto. Lumbreras-Lorca section of the AMF made by Quirós (2017) resulted in an intensity EMS VIII event with 345 fatalities out of a current population of 58,800 inhabitant (0.58 % of population). According to the data analyzed in Muñoz-Clarés (2012), the 1674 earthquake produced 30 fatalities out of an estimated population of 7300 inhabitant (0.41 % of population). Assuming the difficulty of comparing this type of effects between periods so far apart in time, we think that assigning a magnitude Mw > 6.0 for the 1674 event is consistent with the known effects.

Previous works estimated geological slip rates for the AMF ranging from 0.8 to 1.7 mm/yr during the last 200 ka and geodetic data provide a slip rate of 1.5 mm/yr in a transect crossing both the Alhama de Murcia Fault and the Palomares fault (Figure 1). In this work we use the latest slip rate estimation of 1.0 ± 0.2 mm/yr obtained by Ferrater et al (2017) for the past 30 ka, in order to made calculations of theoretical recurrence time in this region, assuming a homogeneous slip-rate in all sections of the AMF. We estimate RI values considering that the slip rate of the fault is all due to coseismic displacement of maximum magnitude earthquakes assuming model of Wesnousky (1986). The RI obtained are 1397-3119 yr for Sc1; 589-1762 yr for Sc2; and 338-1522 yr for the scenario Sc3.

Summarizing, depending on the considered magnitude scenario (from 5.9 to 6.9, according to the empirical relationship used to estimate the Mw) the theoretical recurrence interval can range from a

minimum of 338 yr (Sc3) to a maximum of 3119 yr (Sc1). The scenario Sc1 (Mw 6.8-6.9) is too large and it is more suitable a rupture close to scenarios Sc3 and Sc2, with magnitudes from 5.9 to 6.4.

Assuming that the last earthquake on the Góñar-Lorca section occurred in 1674 (343 yr ago, that is close to the lower value of the recurrence interval of Sc3) and a slip rate ranging from 0.8 to 1.2 mm/yr, the slip accumulated up to now would be 27.4 to 41.2 cm. These figures are close to the coseismic displacement identified at La Torrecilla site.

Martínez Díaz et al. (2012) calculated the static Coulomb stress change induced by the 2011 Mw 5.2 Lorca earthquake on the surrounding sections of the AMF. They estimate that the CFS change induced on the AMF a potential seismic cycle advance (time shift) longer than 200 to 1000 years of tectonic loading. This time shift represents a significant fraction of the recurrence time scenarios estimated above.

The results presented in this work reinforce the importance of incorporating the fault activity parameters in the calculations of seismic hazard assessments in the region and the need to obtain additional data dealing with the seismic behavior of the studied segment, in order to know the degree of complexity of its seismic stress cycle.

Agradecimientos: Este trabajo está parcialmente financiado por los proyectos de investigación INTERGEO y SISMOSIMA: CGL2013-47412.

Referencias bibliográficas

- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Garate, J., Martín-Dávila, J., & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612
- Ferrater, M., Ortuño, M. Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., Pallàs, R., & Perea, H. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451, 87-100; <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.018>.
- Instituto Geográfico Nacional, IGN (2017). The Spanish seismic catalogue. IGN-Instituto Geográfico Nacional. Catálogo Sísmico Nacional <http://www.ign.es>. Last accessed November 4, 2017
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geoph. Res.*, 82, 2981-2987.
- Martínez-Díaz, J.J., Béjar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. L., Stich, D., Herrera, G., & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. *Tectonophysics*, 546-547, 28-36.
- Muñoz-Clarés, M., Fernández-Carrascosa, M., Alcolea-López, M. O., Arcas-Navarro, M. C., Arcas-Ruiz, N., Caro del Vas, P., et al. (2012). *Boletín Geológico y Minero*, 123(4), 415-429
- Quirós, L. (2017). Modelizaciones y análisis de sensibilidad en la evaluación del riesgo sísmico a escala urbana. Aplicación a la ciudad de Lorca (in spanish), Ph.D. thesis, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain, 399 p.
- Stirling, M.W., Goded, T., Berryman, K. R., & Litchfield, N.J. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic hazard analysis. *BSSA Bull.* 103(6), 2993-3011.
- Wesnousky, S.G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.

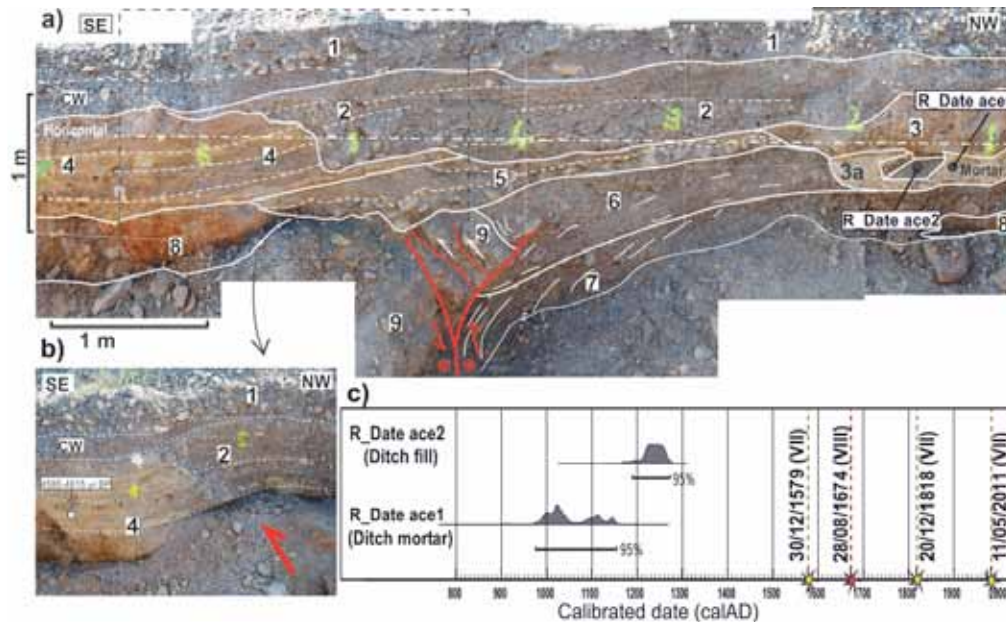


Figure 3. a) Photograph of the SW wall of the paleosismological excavation carried out in the course of the Torrecilla creek (see location in figure 2). b) Photograph of the first phase of the excavation where a fold was observed affecting Holocene limes (unit 4) with a colluvial wedge on lapping the scarp (CW). In the hanging wall, an ancient irrigation ditch from the Slamic period was observed (see age in c) excavated on materials deformed by the fault activity and covered by gravel deposits (unit 2), which are also involved in the deformation. Sedimentary units: 1: Very recent fluvial gravel from the creek (human remains found indicate 20th century age); 2: Creek fluvial gravel; 3: Irrigation ditch (a) covered by a disorganized clay colluvium with clasts; 4: Lime and sand (dated in 4.5-4.8 ka); 5: Colluvial deposit formed by clasts of metamorphic rocks and silts. 6 and 7: Creek fluvial gravel showing different degree of deformation. 8: Colluvial deposits with fragments of Miocene silts and conglomerates coming from the creek banks. 9: Cemented gravel of Pleistocene alluvial fan.

Figura 3. A) Foto de la pared SW de la excavación realizada en el cauce de la Rambla de La Torrecilla (ver localización en Fig. 2). B) Foto de la primera fase de excavación donde se aprecia el pliegue que afecta a la unidad 4 de limos holocenos, con una cuña coluvial (CW) cubriendo el escarpe. En el bloque SW se observa una acequia árabe (3a), ver datación en C) del mortero y del relleno. La acequia aparece excavada en materiales afectados por la falla. Unidades: 1: Gravas recientes de rambla del siglo XX; 2: gravas fluviales; 3: acequia cubierta por coluvión desorganizado arcilloso con clastos; 4: limos y arenas datados en 4.5-4.8 ka BP. 5: depósito de coluvión; 6 y 7: gravas fluviales con distinto grado de deformación; 8: coluvión lateral con fragmentos de limos miocenos; 9: gravas cementadas del abanico aluvial pleistoceno.

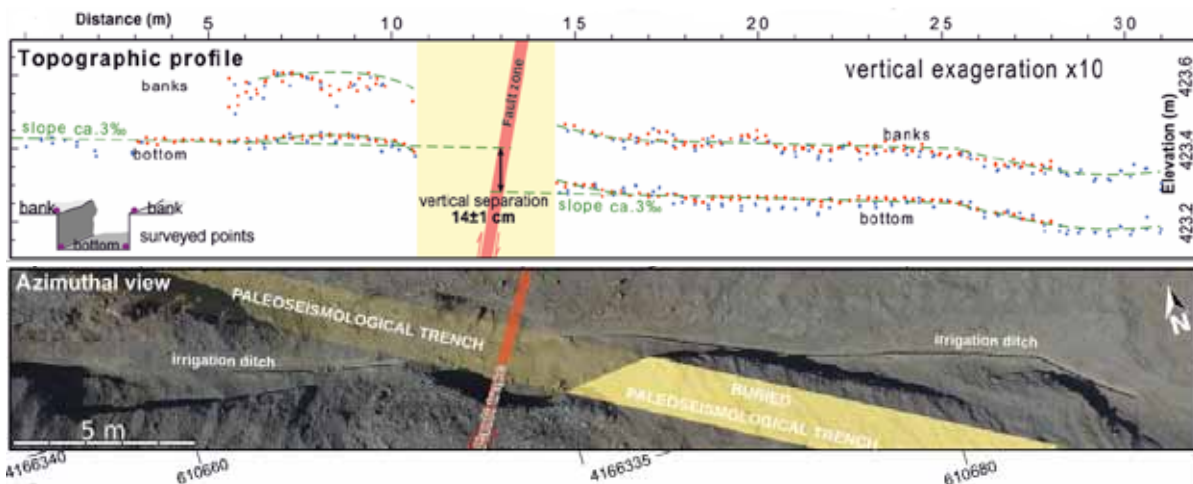


Figure 4. Above, aerial photo of the exhumed irrigation ditch. The position of previous paleoseismological trench analyzed in figure 3 is labelled. Below, topographic profile of the surveyed points along the ditch projected in a N108° vertical plane. A slope of ca. 3‰ has been estimated for the ditch at both sides of the fault (dashed line). The slope is fitted along the ditch bottom (which is better preserved from degradation than the banks).

Figura 4. Arriba: foto aérea de la acequia exhumada. Abajo se muestra el perfil topográfico de los puntos medidos a lo largo de la acequia y proyectados en un plano vertical N108°. Se ha estimado una pendiente de 3‰ para la acequia en ambos lados de la falla (línea discontinua). La pendiente es ajustada a lo largo de suelo de la acequia al estar mejor preservado.



PRIMEROS DATOS PALEOSISMICOS EN LA FALLA DE CARBONERAS: REINTERPRETACIÓN

The Carboneras fault (revisited) as a seismic source

E. Masana (1), R. Pallàs (1), M. Ortuño (1), R. López (1), O. Gómez-Novell (1), J. Bordonau (1), G. Khazaradze (1), A. Baguer (1), X. Moreno (1,2), E. Gràcia (2)

(1) Dept. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, RISKINAT.
Universitat de Barcelona (UB), c) Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona.
eulalia.masana@ub.edu

(2) Institut de Ciències del Mar-CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003, Barcelona.

The Carboneras fault, the southernmost fault of the Eastern Betic Shear Zone, cannot be associated to significative historical or instrumental seismicity in spite of showing surface expression of being an active left lateral fault. Revision of the paleoseismic data at Los Trances and El Hacho sites, on the northwestern edge of La Serrata range, provides the first evidence of this fault being seismogenic. The fault has undergone a minimum of 5 paleoearthquakes since 133-56.6 ka which can be observed in the geological record at both sites (only the youngest is uniquely detected at El Hacho). This is a minimum amount of earthquakes given the non-continuous sedimentation sequence recorded in the area. A maximum recurrence period of 26-11 ka is obtained since 133-56.6 ka. However, when only the last 3 events are considered, the recurrence lowers down (13-9 ka) suggesting: or 1) clustering in the most recent period, or, again, 2) incompleteness of the seismic history owing to a discontinuous geological record. The 3D analysis at El Hacho provides also evidence for the lateral slip per event, which might be of 1.5m, corresponding to a Mw 6.9-7 earthquake.

Key words: Carboneras fault, Trenching, Seismic history, Seismic parameters

The Carboneras fault is part of the Eastern Betic Shear Zone system. In spite of showing very scarce instrumental seismicity, its morphological expression is very similar to the seismically much more active fault of the Alhama de Murcia fault, posing the problem on whether it is also seismogenic or not. Based on offshore surface rupture studies, Reicherter and Hübscher (2007) have attributed the destructive Almería 1522 EMS I=IX earthquake to the Carboneras fault. The onshore evidence for its seismogenic nature was first analyzed by Moreno (2011). In this communication we build up on Moreno et al., (2015) paper on the geomorphology and chronology at the La Serrata area, and revisit the previous data to provide a modified interpretation (based on the new chronological insights of Moreno et al 2015) at two sites: El Hacho and Los Trances.

The Carboneras fault is a strike-slip, left lateral fault, trending NE-SW and extending for ~50 km onshore and almost 100 offshore (Gràcia et al., 2006, Moreno, 2011). It is the southernmost fault of the main shear system in the Eastern Betics being continued to the north by the Palomares, Alhama de Murcia, Carrascoy and Bajo Segura faults. The selected sites for this study are located at the northwestern boundary of La Serrata range, a transpressive ridge bounded by different traces of the Carboneras fault. The northwestern side of this range shows well-preserved evidence (faulted Quaternary units, offset channels, pressure ridges, etc) of recent strike slip activity (see Moreno et al., 2015, 2016, for

an onshore and offshore description of the evidence respectively).

Both sides of La Serrata show Quaternary deposits, most of them alluvial, and some fluvial. Moreno et al., (2015) discuss previous interpretations and propose their division into four main phases of alluvial fan aggradation (A1 to A4) and 2 phases of fluvial deposition (F1 F2) (Figure 1). Based on numerical dating (TL, Radiocarbon, 10Be and U-Series) they propose A1 to have a minimum age of 1-0.35 Ma, the top of A2 (MIS6) having an age of 133-56.6 ka. F1 (MIS5 and MIS4) yielding ages among 83 and 45.5 ka, and A3.1 (upper MIS4 and MIS2) yielding aggradation ages among 44.7 and 30.8 ka. F2, that postdates A3.1 (filling of a small channel being cut by the fault), was dated only in El Hacho site in 637-1021 Cal yr AD.

In Los Trances site, the fault is divided into two traces bounding a pressure ridge (Figure 1b). Two trenches were analyzed in the northwestern trace (TR1 and TR2) and TR3 was dug across the southeastern trace (Figure 2). These trenches revealed the seismogenic nature of the Carboneras fault yielding evidence of a minimum of 4 events since the sedimentation of A2 unit (133-56.6 ka), with large uncertainty in the age of each event, resulting in a maximum recurrence period of 33-14 ka. The younger recorded surface rupturing earthquake postdates A3.1 and is, thus, probably younger than 30.8-26.9 ka (in this site no younger deposits are in contact with the fault traces). Evidence for events are: fault traces being capped by younger deposits, a

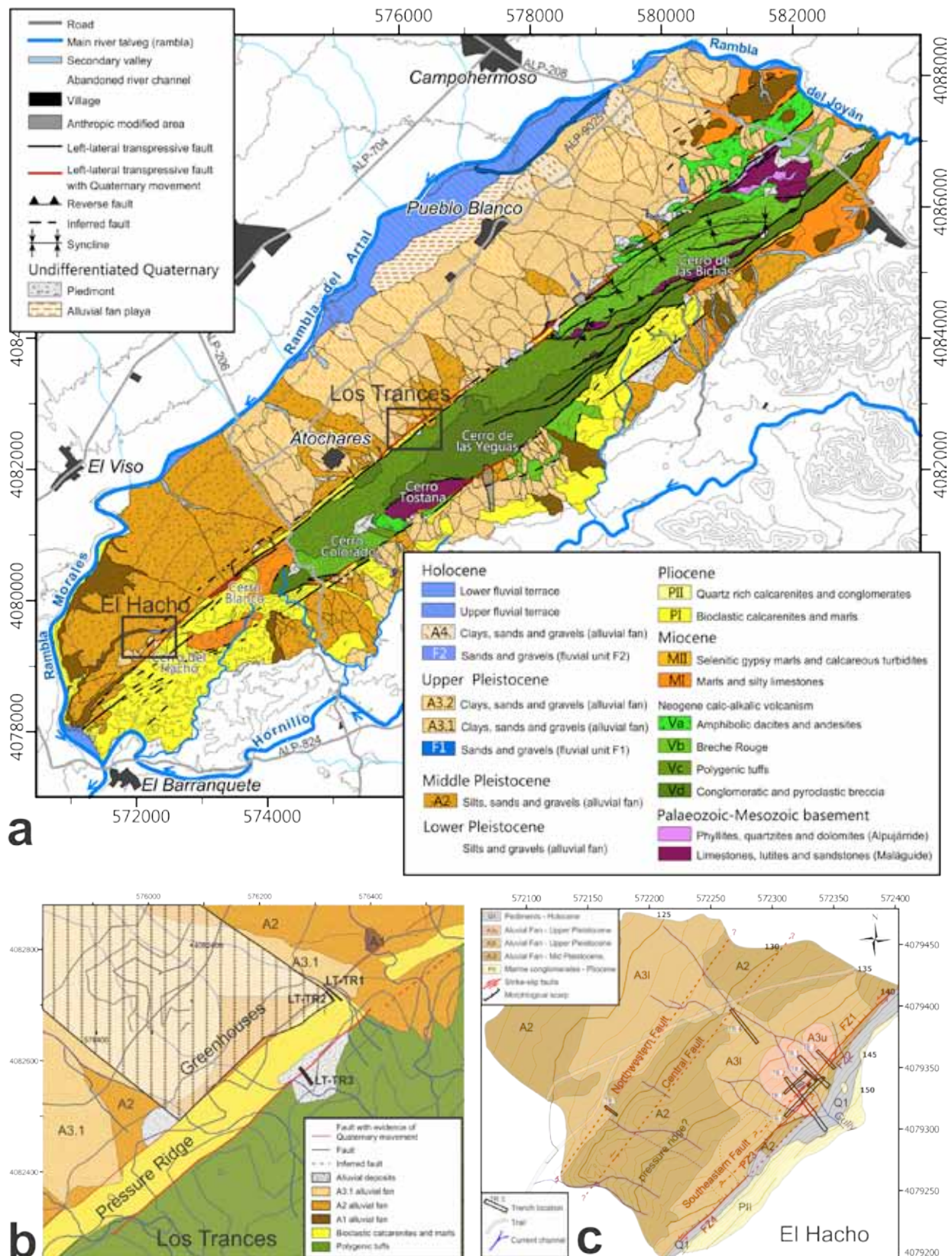


Figure 1a. Geomorphological map of the La Serrata range with indication of the different Quaternary alluvial fans, and location of El Hacho and Los Trances sites. **Figure 1b.** Geomorphological map of Los Trances site with location of the trenches. **Figure 1c.** Geomorphological map of El Hacho site with location of the trenches.

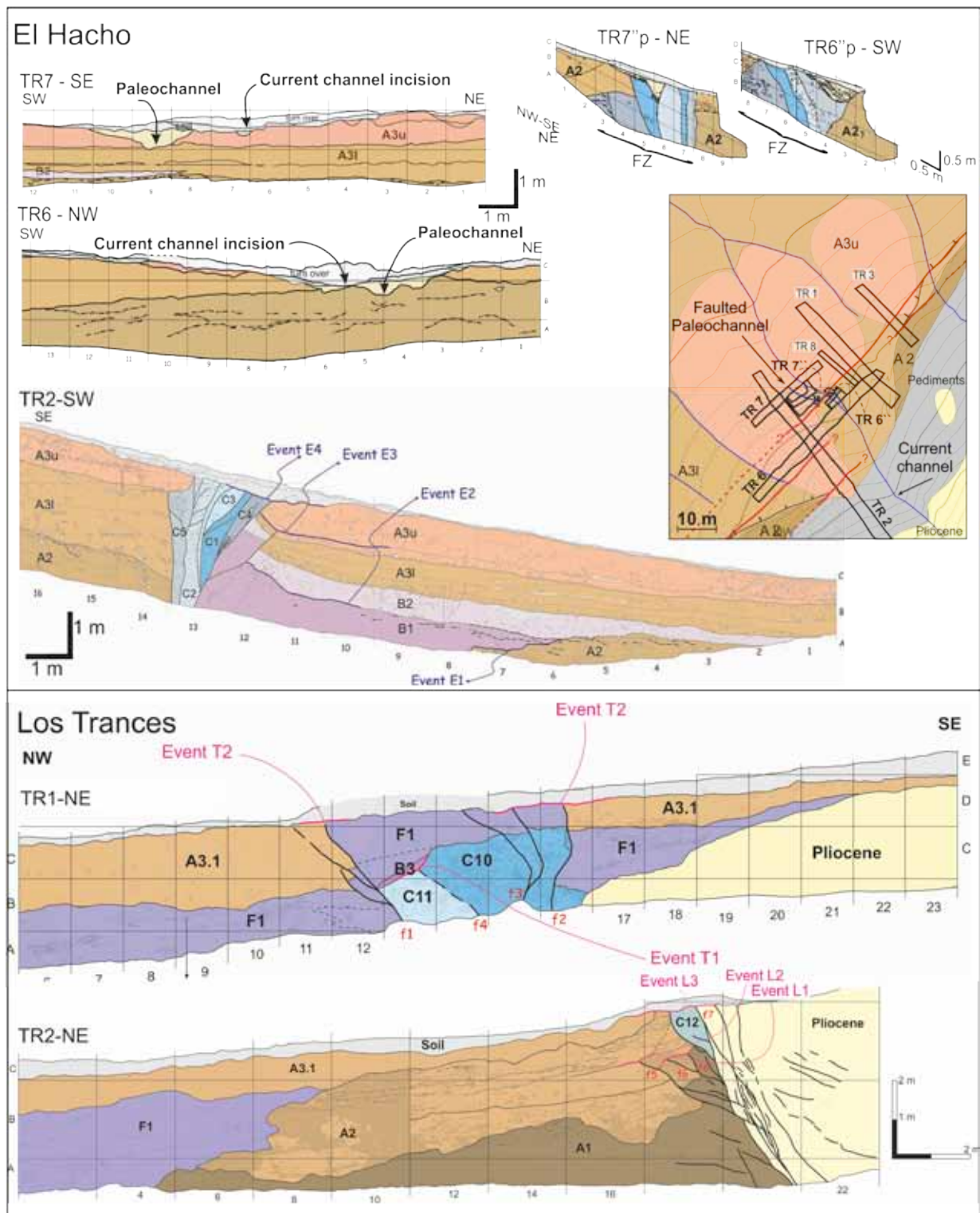


Figure 2. Selected trenches at El Hacho and Los Trances sites.

colluvial wedge, a buried fault scarp and a filled fissure (Masana et al., submitted).

At the El Hacho site three fault traces were suggested by the geomorphology, but only the southeastern one is in contact with the youngest alluvial fan deposits (A3.1). Therefore, this was the trace selected for trenching. TR2 synthesizes the evidence for paleoearthquakes observed in the trenches across the fault (Figure 2), where four

events since 133-56.6 ka were defined, providing a maximum recurrence period of 33-14 ka (equivalent to those defined at Los Trances). The youngest event postdates 32.8 ka (lower boundary of uppermost sample within unit A3.1, aged 29.2±2.9-2.6). Evidence for the paleoevents are: colluvial wedges, faults being sealed by younger deposits and surface rupture. The age of the youngest event is not well

constrained as it is evidenced by the fault rupturing to the surface in an area lacking sediments younger than 32.8 ka.

Younger deposits filling a paleochannel that drained la Serrata were detected in trenches TR6 and TR7, dug parallel to the fault. The excavation of further outcrops nearing the fault trace (and, finally, digging across the fault) provided the reconstruction of the shape of this channel. The trace of the paleochannel is orthogonal to the fault in the far field but shows a bend next to the fault. Projecting the near field trace of the channel into the fault yields a cumulative offset of 3 (+/- 0.25) m. The channel deposits are cut by the fault (as it is visible in the slice trenches TR7" and TR6" in Figure 2). We suggest that the fault offset the channel in two steps (events). The first event affected the channel when it was an erosive gully, without filling. After its offset, the trace of the channel was smoothed by erosion and adapted to the angular morphology imprinted by the fault movement, giving place to the observed bend along the channel trace. Before the second event, the channel filled up with gravels and sediments (3 samples of charcoal yielded a Radiocarbon age ranging between 637-1021 yr AD). The second event offset the channel and its infill. Assuming a characteristic behavior of the Carboneras fault (and therefore minimizing the maximum possible slip per event), the 3 (+/-0.25) m offset was equally produced by the two events: 1.5 m per event.

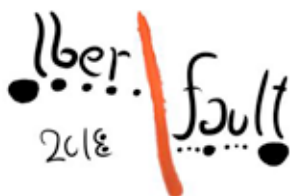
These two events can be correlated with the youngest event defined at El Hacho and, therefore, an additional event is provided to the seismic history resulting in a minimum of 5 events. This reduces the maximum recurrence to 26-11 ka if the 5 events are considered (since 133-56.6 ka). However, the last 3 events in El Hacho took place after A3.1u unit, dated in 41.5 to 26.6 ka, providing a shorter maximum recurrence of 13.6-9 ka.

The seismic history obtained in Los Trances and in El Hacho have many coincident features, however we think the paleoseismic record is not complete but only part of the real story: The discontinuous sedimentation in the area implies that the number of defined events is probably a minimum of those that really occurred. This incomplete record could also explain the differences in the recurrence times calculated for various time periods (versus clustering). The scarcity of deposits younger than A3.1 is seriously limiting the record of the most recent history of the fault. Additionally, only one side of la Serrata has been studied and, considering that the fault is branching into a unique fault at depth, the history of both branches is needed to completely explain the seismic behavior of Carboneras fault. In spite of this, our results strongly support that this fault is seismogenic, that has experienced recurrent surface rupturing events during the upper

Pleistocene and up to the Holocene, that the interseismic period could be shorter than 13-9 ka, and that the lateral slip per event might be of 1.5m, which corresponds to a Mw 6.9-7 earthquake (Wells and Coopersmith, 1994). If we take into account, that the recent GPS studies have shown the ongoing activity of the Carboneras fault, providing a geodetic slip rate of 1.3 ± 0.2 mm/yr, the need of taking into account the Carboneras fault in the seismic hazard calculations of the area becomes obvious.

References

- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Masana, E., 2015. Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics* 663, 302–309. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.009>
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., Dañobeitia, J.J., scientific party, H., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for Earthquake hazard assessment in the south Iberian margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 734–749. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.009
- Moreno, X., 2011. Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia) / Estudio integrado tierra-mar de la Neotectónica y Paleosismología de la Falla de Carboneras (Béticas Orientales, SE Península Ibérica). Ph.D. Thesis, Universitat de Barcelona.
- Moreno, X., Gràcia, E., Bartolomé, R., Martínez-Loriente, S., Perea, H., de la Peña, L.G., Iacono, C. Lo, Piñero, E., Pallàs, R., Masana, E., Dañobeitia, J.J., 2016. Seismostratigraphy and tectonic architecture of the Carboneras Fault offshore based on multiscale seismic imaging: Implications for the Neogene evolution of the NE Alboran Sea. *Tectonophysics* 689, 115–132. doi:10.1016/j.tecto.2016.02.018
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., Bordonau, J., 2015. Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.016
- Reicherter, K., Hübscher, C., 2007. Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake? *J. Seismol.* 11, 15–26. doi:10.1007/s10950-006-9024-0
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.



PALAEOSEISMOLOGICAL RECORD OF THE ACTIVE BAZA FAULT (CENTRAL BETIC CORDILLERA, SPAIN).

REGISTRO PALEOSÍSMICO DE LA FALLA ACTIVA DE BAZA (CORDILLERA BÉTICA CENTRAL).

I. Medina-Cascales (1), J. Castro (1), I. Martín-Rojas (1), I. F.J. García-Tortosa (2), P. Alfaro (1) y J.M. Insua-Arévalo (3).

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690-Alicante. julia.castro@ua.es

(2) Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén. gtortosa@ujen.es

(3) Dpto de Geodinámica, Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid, Spain.

Resumen/resumo: Este estudio, centrado en la Falla de Baza, aporta los primeros datos paleosísmicos en la Cordillera Bética Central, una de las zonas tectónicamente más activas de la Península Ibérica. Tras un análisis paleosismológico de dos trincheras, se han elaborado modelos cronoestratigráficos en OxCal para obtener funciones de densidad de probabilidad (PDFs) de la edad de cada evento. Analizando el solapamiento de las PDF se han correlacionado los eventos reconocidos y se ha construido una historia de ruptura en superficie de los últimos 45000 años para la Falla de Baza. Proponemos seis cronologías de terremotos, que incluyen 8-9 eventos para toda la falla. Esta primera aproximación sienta las bases para futuros análisis en otras fallas activas de la región y será esencial para mejorar los cálculos de probabilidad sísmica de la zona de estudio.

Palabras clave: Tectónica Activa, Paleosismicidad, Historia de Ruptura en Superficie, Baza.

Abstract: In this study we carried out in the Baza Fault we provide the first palaeoseismic data in the central Betic Cordillera, one of the most tectonically active areas of the Iberian Peninsula. After palaeoseismological analysis of two trenches, we constructed time-stratigraphic OxCal models that yield probability density functions (PDFs) of the times of each palaeoseismic event. Analysing PDF overlap we correlated the recognized events and assembled a surface-rupturing history of the Baza Fault for the last ca. 45000 years. Finally, we postulated six earthquake chronologies including 8-9 fault-wide earthquakes. This first approach will provide a basis for future analyses of active faults in this region. Moreover, our results will be essential for improving earthquake-probability assessments in the study area.

Key words: Active Tectonics, Palaeoseismicity, Surface Rupture History, Baza.

1. INTRODUCTION

The central Betic Cordillera is the most active tectonic zone of the Iberian Peninsula (Sanz de Galdeano *et al.*, 2012 and references therein), where several significant historical earthquakes have taken place, as the 1884 Andalusian earthquake (Muñoz and Udías, 1991) and the 1531 Baza earthquake (Martínez-Solares and Mezcua, 2003; Sanz de Galdeano *et al.*, 2012). Despite the presence of several active faults (Lhénaff, 1965; Estévez and Sanz de Galdeano, 1983; Riley and Moore, 1993; Calvache *et al.*, 1997; García-Tortosa *et al.*, 2008, 2011), palaeoseismological information is scarce (Reicherter, 2001; Alfaro *et al.*, 2001, Martín-Rojas *et al.*, 2016). The goal of this study is to present the first field and palaeoseismological evidence from the Baza Fault, one of the most active faults of the Central Betic Cordillera, and to propose a preliminary surface rupturing history.

2 GEOLOGICAL AND GEODYNAMIC SETTING OF THE BAZA FAULT

The Baza Fault is located in the Guadix-Baza basin (central Betic Cordillera, fig. 1). The regional geodynamic setting is characterized by NW-SE compression and an ENE-WSW extension (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 2008; Martín *et al.*, 2015, entre otros). This extension is accommodated by several NW-SE normal faults

(Galindo-Zaldívar *et al.* 1993), such as the Baza Fault (Alfaro *et al.*, 2008).

The Baza fault extends 37 km, striking N-S to NW-SE and dipping 45°-65° to the east (Alfaro *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2011) (fig. 1). The total fault throw, from the late Miocene to the present, is ca. 2 km (Alfaro *et al.*, 2008). The long-term vertical slip rate ranges between 0.12 and 0.49 mm/year (Alfaro *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2011; Sanz de Galdeano *et al.*, 2012), although higher slip rates have been calculated (0.49-2.35 mm/year; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2010).

The Baza Fault presents both historical and instrumental associated seismicity, including the 1531 Baza Earthquake (VIII-IX MMI, Martínez Solares and Mezcua, 2003 and 6 mb, Sanz de Galdeano *et al.*, 2012).

3. METHODOLOGY

After a geomorphic and geological analysis of the Baza Fault, we dug two trenches in the central and southern sectors of the fault (Carrizal and Altichuelas, fig. 1). We interpret the data from trenches in terms of surface-rupturing seismic events, focusing on the geometric relationships between sedimentary units and fault strands.

To date the palaeoseismic events, we used radiocarbon, optically stimulated luminescence (OSL), and palaeontological samples. We integrated the numerical dates in a Bayesian statistics analysis

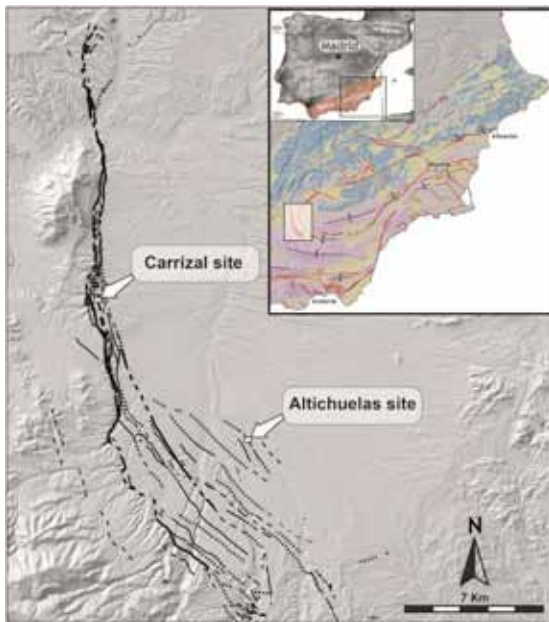


Figura 1: Mapa de la Falla de Baza con la localización de las dos zanjas de paleosismicidad estudiadas.

Figure 1. Baza Fault map with the location of the two studied palaeoseismological trenches.

for more-accurate dating. For this purpose, we used OxCal software (Bronk Ramsey, 2009a, 2009b), yielding probability density functions (PDFs) of the times of each palaeoseismic event.

Event correlation between walls and/or trenches relies on our qualitative assessment, based on geologic criteria, and on a quantitative calculation of the degree of overlap between PDFs (DuRoss *et al.*, 2011). These results allow us to deduce a variable number of palaeoseismic events for each site, because of uncertainties related to both geological features and dating. We postulate different fault-wide earthquake chronologies by correlating the PDFs of the two sites, based on the quantitative calculation of the overlap of the event ages obtained.

4. RESULTS AND DISCUSSION

The Carrizal trench

The Carrizal site is located in the central part of the Baza Fault (fig. 1). In this area, offsets of the Pleistocene units indicate that most of the Baza Fault cumulative slip concentrates along two master fault strands. The Carrizal trench was dug in a point where the eastern master fault strand intersects recent fluvial deposits (T1 to T4 in the north wall and TS-lower and TS-upper in the south wall, fig. 2a and b). We postulate two different scenarios for this trench including 5 to 6 fault rupture events (Car_e1 to Car_e6, Martín-Rojas *et al.*, 2016) during the last ca. 45000 yr (fig. 2a, 2b, and 3). Car_e1 is represented by faults F16, F18, F20, F30, and F40, that intersect bedrock units and are capped by the alluvial deposits. Car_e2 to Car_e4 are interpreted based on the progressive unconformity of T1 to T4 and the opening of fissures Fiss 1 and Fiss 2. The unconformity is interpreted as a back-tilting related to successive events. In the scenario of minimum number of events, Car_e5 is the youngest event. It deformed T4, TS-upper and opened fissures Fiss 3 and Fiss 4. This event is postdated by Fiss4 infill and the topsoil. In the scenario of maximum number of

events, Car_e6 is the youngest event and is responsible for the opening of Fiss4. The 1531 AD Baza Earthquake was not recorded in the Carrizal trench.

Altichuelas trench

The Altichuelas site is located 2.5 km NE of Caniles village, in the southern part of the Baza Fault (fig. 1) where one of the fault strands offsets recent fluvial deposits (Units A1 to A3 and B1 to B4, fig. 2c and d). The correlation of palaeoseismic features between walls is not so clear, so we propose a surface rupturing history for each one (fig. 2c-d). The south wall contains evidence of 3 surface rupture events for the last ca. 16000 years (AltS_e1 to AltS_e3, fig. 2c). AltS_e1 is interpreted from the rupture of faults F10, F20, and F30, which intersect bedrock units and are overlaid by unit A. AltS_e2 offset unit A and opened fissures Fiss 1 to Fiss 4 (capped by B4). AltS_e3 deformed B4. The north wall offers evidence of three events (AltN_e1 to AltN_e3, fig. 2d). AltN_e1 is identified from the rupture of F15 and F17, which offset bedrock units and are capped by A1. AltN_e2 offset A1 by F01 and is responsible of the subsequent deposit of a colluvial wedge (CW, Fig. 2d). AltN_e3 is deduced by offset along F05, F06, F04, and F03. Next, we correlate the two walls to propose a composite history for the entire trench (events Alt_e1 to Alt_e4, fig. 3c to h). We postulate three different scenarios depending on whether 1531 AD Baza earthquake (Alt_e4) caused surface rupture or not and if it is recorded in the trench (fig. 3a). Therefore, the modelled ages of Altichuelas events vary depending on the scenario considered (fig. 3b).

Earthquake chronologies of the Baza Fault

We integrated the above-presented results into an earthquake chronology of the Baza Fault by correlating the resulting PDFs for the Carrizal and Altichuelas sites. We interpreted the partial surface rupturing histories at the two study sites and the PDF overlap as evidence of 8 to 10 earthquakes (EQ1 TO EQ10) since ca. 45000 yr BC that ruptured all or most of the length of the Baza Fault (fig. 3).

4. CONCLUSIONS

The first Palaeoseismic results of the Baza fault, one of the most significant active normal faults of the central Betic Cordillera, permit us to deduce a variable number of palaeoseismic events. These events were identified in two trenches excavated in the central and southern sectors of the fault. Five or six surface rupturing events were identified in the Carrizal trench during the last ca. 45000 yr. Four events were recorded in the Altichuelas trench since ca. 16000 yr BC. From these events, we postulate different fault-wide earthquake chronologies of the Baza fault. We consider up to six different earthquake chronologies, because of uncertainties related to both geological features and dating. These chronologies invoke between 8 and 9 surface-rupturing earthquakes in the last ca. 45000 yrs.

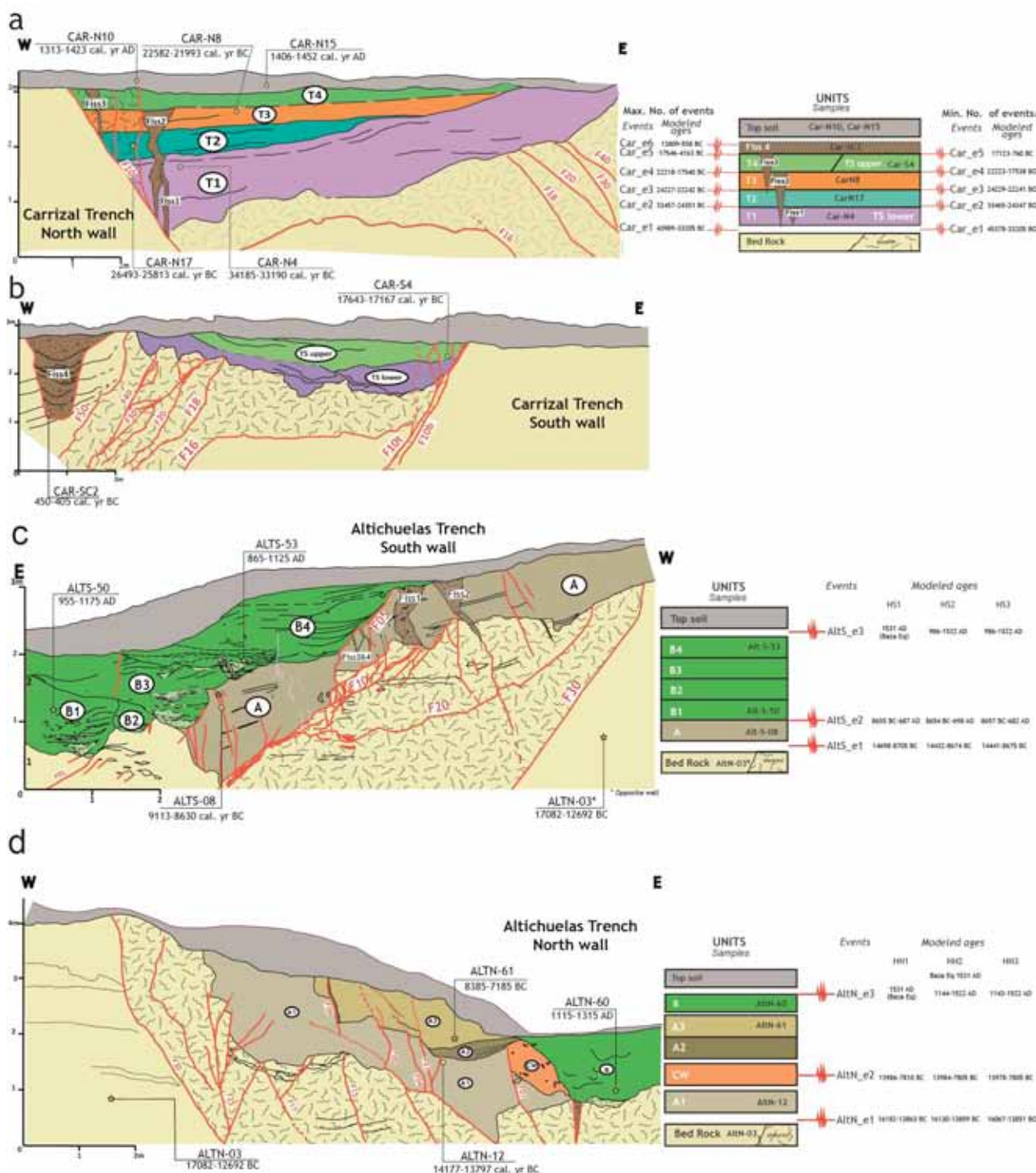


Figura 2: a y b) Logs de la trinchera de Carrizal con su interpretación paleosísmica. c y d) Logs de la trinchera de Altichuelas con su correspondiente interpretación paleosísmica. Círculos amarillos con etiquetas negras, muestras de radiocarbono datadas. Estrellas amarillas, muestras de OSL.

Figure 2: a y b) Carrizal trench logs with their palaeoseismological interpretation. Yellow circles with black labels, dated samples. Yellow stars, OSL samples.

Aknowledgements: Funding: This research was founded by the Spanish Ministry of Economics, Industry and Competitiveness (MINECO) research Projects CGL2011-30153-C02-02 and EPILATES (CGL2015-65602-R). Also by the research group VIGROB053 (University of Alicante), the research Project UJA2014/06/17 (Caja Rural de Jaén and University of Jaen) and the research contract 2015CL015 (University of Jaen).

Referencias bibliográficas

Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. (2001). Evidence for the

activity and Palaeoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta Geológica Hispánica*, Vol 36 (3-4), 283-295.

Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., García Tortosa, F.J., López Garrido, A.C., López Casado, C., Marín, C., Gil, A.J., Borque, M.J. (2008). The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain). *International Journal of Earth Sciences* 97, 1353-1365.

Bronk Ramsey, C. (2009a). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.

Bronk Ramsey, C. (2009b). Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 51(3), 1023-1045.

- Calvache, M.L., Viseras, C., Fernández, J. (1997). Controls on fan development-evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21, 69-84.
- DuRoss, C.B., Personius, S.F., Crone, A.J., Olig, S.S., Lund, W.R. (2011). Integration of Palaeoseismic Data from Multiple Sites to Develop an Objective Earthquake Chronology: Application to the Weber Segment of the Wasatch Fault Zone, Utah. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101 (6), 2765-2781.
- Estévez, A., Sanz de Galdeano, C. (1983). Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 21, 23-34.
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Soto, J.I., Azañón, J.M. (2010). Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology*, 38, 643-646.
- Galindo-Zaldívar J., González-Lodeiro F., Jabaloy A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gibert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Urefia, M. (2008). Geomorphologic evidence of the active Baza fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology*, 97, 374-391.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar J., Sanz de Galdeano, C. (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). *Geomorphology*, 125, 517-529.
- Lhénaff, R. (1965). Néotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (province de Grenade, Espagne). *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2 (VII/3), 205-207.
- Martín, R., Stich, D., Morales, J., Mancilla, F. (2015). Moment tensor solutions for the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment (2009-2013). *Tectonophysics*, 663 (16), 261-274.
- Martín-Rojas, I., Castro, J., Medina-Cascales, I., García-Tortosa, F.J. & Alfaro, P. (2016). Intervalos de recurrencia de la zona de falla de Baza para el intervalo Pleistoceno superior- Holoceno. *Geo-Temas*, 16(2): 523-526.
- Martínez-Solares, J.M., Mezcuca, J. (2003). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 AC-1900)*. Inst. Geogr. Nac., Madrid, Spain, 254 pp.
- Muñoz, D., Udías, A. (1991). Three large historical earthquakes in Southern Spain. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghreb Region* (J. Mézcua and A. Udías, eds.) Publ. Inst. Geogr. Nac., 8, Madrid, 175-182.
- Reicherter, K.R., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J., Reiss, S., González-Lodeiro, F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 912-922.
- Riley, C., Moore, J. McM. (1993). Digital elevation modelling in a study of the neotectonic geomorphology of the Sierra Nevada, southern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 94, 25-39.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo Zaldívar, J., López-Casado, C., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J., Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 209-223.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.

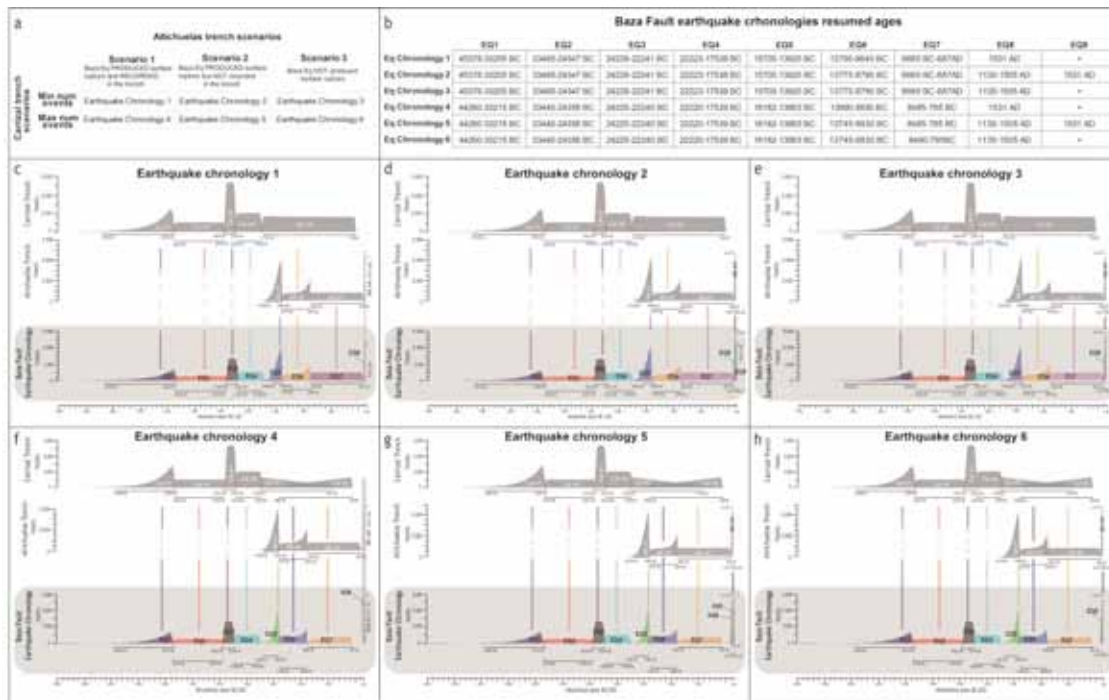


Figura 3: Correlación de las PDFs de las dos trincheras paleosísmicas. a) Esquema de las seis cronologías discutidas para la Falla de Baza. b) Edades de los eventos de cada cronología. c a h) Cronologías de eventos paleosísmicos. Las barras de colores muestran la correlación de eventos entre trincheras. La escala vertical para el terremoto de Baza de 1531 es diferente en las cronologías 1, 2, 4 y 5 debido a que su probabilidad es 1 (evento histórico registrado).

Figure 3. PDFs correlation of the two palaeoseismological trenches. a) Scheme showing the six discussed chronologies for the Baza Fault. b) Resumed ages of the earthquakes of each chronology. c to h) Palaeoseismic events chronologies. Colour bars show the correlation of events between the two trenches. Vertical scale for 1531 AD Baza Earthquake is different for chronologies 1, 2, 4 and 5 its probability is 1 (registered historical event).



FIRST MORPHOLOGICAL EVIDENCE OF A MAJOR FAULT SYSTEM:
THE MALADETA-BEDOUS SYSTEM (NW PYRENEES)

Primeras evidencias morfológicas de un sistema de fallas mayor: La Maladeta-Bedous (Pirineos Centro-Occidentales)

M. Ortuño (1), M. Viaplana-Muzas (2), P. Lacan (3), E. Masana (1)

(1) Risknat Group. Geomodels institute. Dept. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c) Martí i Franquès s/n, Barcelona 08028.
maria.ortuno@ub.edu

(2) Group of Dynamics of the Lithosphere (GDL), Institute of Earth Sciences Jaume Almera (ICTJA-CSIC), Barcelona

(3) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México

Abstract: Low relief surfaces (LRS) within the Pyrenean axial zone, interpreted as the remains of the landscape prevailing before the Quaternary incision, were mapped through analysis of 60 m DEM and shaded relief maps extracted from 2 m LiDAR data. The tectonic displacement of these LRS was already documented for two seismically active systems: The North Maladeta fault (NMF) and the Bedous-Pic du Midi du Bigorre. The western prolongation of the NMF along a near 40 km long segment is recognized for the first time. This new segment, called the Neste fault, links the previously studied fault systems, leading to a major fault system ~135 km long. The neotectonic activity produced up to 750 m of vertical displacement and had major consequences in the Pyrenean drainage configuration during the late Miocene-Pliocene.

Key words: Low relief surfaces, Neotectonics, DTM analysis, Seismic hazard

Some of the most damaging earthquakes in the Iberian Peninsula took place within the Central-NW Pyrenees (e.g., on 1373 and 1660, Lacan and Ortuño, 2012). However, neotectonic activity in the chain is documented only for a small number of structures (QAFI v.3, García-Mayordomo et al., 2013) for which the Plio-Quaternary imprint is not evident.

The study of active faults in the Pyrenees is challenging; The tectonic rates are very low ($>> 1$ mm/a) so that the Quaternary expression of the faults is usually unclear. Within the upper parts of the range, high rates of erosion tend to obliterate the tectonic expression of faults. Also, the lack of Quaternary sedimentary units that could be affected by this activity hampers their recognition.

In the Axial Zone (Fig. 1), the evidence of activity of the reported faults relies on their seismicity and on the displacement of low relief surfaces (LRS) preserved in the area. The concept of LRS (as proposed in Ortuño and Viaplana, accepted) is broader than that planation surfaces (e.g. Calvet et al., 2015). Even if both are originated under the lack of enhanced incision, LRS refer to planar reliefs but also to undulating or little incised landscapes showing local relief below ~350 m. Accordingly, planation surfaces are included in the LRS umbrella. Within the Pyrenees, LRS were generated during the Late Tertiary, after the end of the orogenic convergence, and were probably completed by the Late Miocene (Calvet and Gunnell, 2008; Ortuño et al., 2013; Monod et al., 2016). This marker survives at Present as patches of the paleo-landscapes

preserved from the high fluvial incision experienced during the Quaternary. The LRS are affected by normal faults at various locations within the Eastern Pyrenees (e.g.: Calvet and Gunnell, 2008; Monod et al., 2016). Within the Central and Western Pyrenees, displacement of LRS was also noticed and used to recognize the two faults systems previously pointed as active: the North Maladeta fault (NMF, Ortuño et al., 2008 and 2013) and the Bedous-Pic du Midi du Bigorre fault system (BPM, Lacan, 2008). The BPM fault system is made of four *en-echelon* faults named Bedous (BF), Laruns (LF), Pierrefitte (PF) and Pic du Midi du Bigorre (PBF) (Fig. 1).

In this work, we review the morphological expression of the NMF and the BPM fault systems and explore the area in between them. For this purpose, we produced a new map of LRS using a new approach described in Ortuño and Viaplana-Muzas (accepted), analyzing digital topography (60 m DEM) and considering the landscape degradation detected in LiDAR shaded maps (2 m).

Geological setting

The postorogenic tectonic phase at the Pyrenees shows marked differences along the chain. At the Central and Western Pyrenees, the neotectonic reactivation of sub-vertical sections of alpine thrusts as normal faults has been detected; Gavarnie fault reactivated as the NMF fault (Ortuño et al., 2008; 2013) and the Eaux-Chaudes or Lakora thrust,

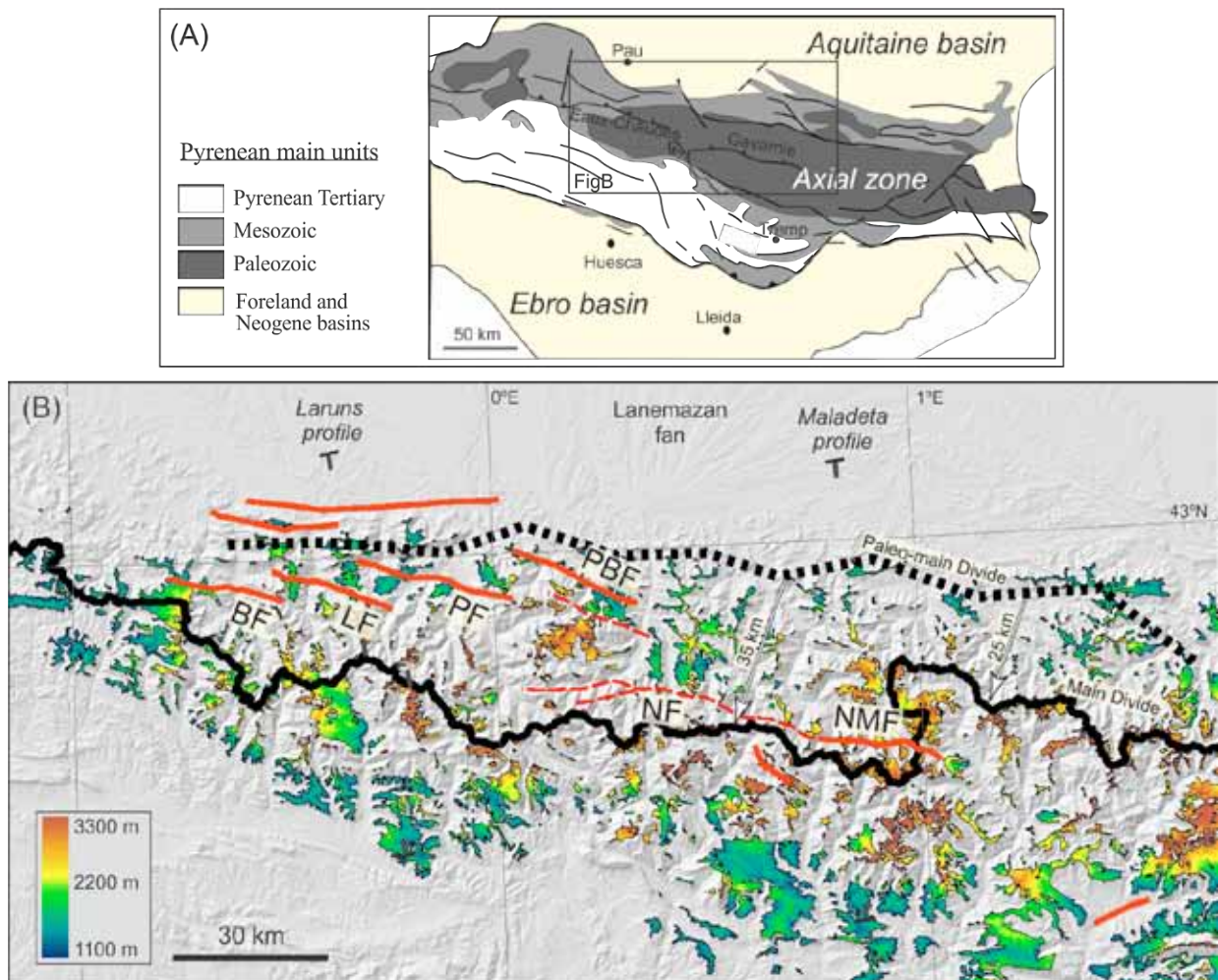


Figure 1. (A) Location of the study area within the Pyrenees. Gavarnie and Eaux-Chaudes thrusts are shown. (B) Map of the low relief surfaces (LRS) and morphological traces of the North Maladeta fault (NMF) system, the Bedous-Pic du Midi du Bigorre fault systems (BPM) and the new fault segment identified, the Neste fault (NF), marked with dashed line. BPF fault system is composed by an echelon faults: the Bedous (BF), Laruns (LF), Pierrefitte (PF) and Pic du Midi du Bigorre (PBF).

reactivated along the westernmost segments of the BPM fault system (Lacan, 2008; Fig. 1). These faults have been considered by Lacan and Ortuño (2012) as key structures facilitating the Present uplift of the Axial Zone, in which changes of Plio-Quaternary erosion, crustal thickness and subsurface processes are likely involved in the unbalanced isostatic response.

Results

Low relief surfaces (LRS) were extracted from the digital topography (60 m DEM). They are defined as areas showing a local relief < 350 m and located over an altitude of 1200 m. The Plio-Quaternary low relief zones, which are associated with younger landscapes, were subtracted from the map. The late Neogene low relief surfaces are distinctive as they show a smoother relief that has sharp boundaries, often characterized by active landslides. In other words, the limit between the incised Quaternary valley, with higher slopes, and the LRS is usually clear and abrupt. Besides the slope, the “texture” of the topographic surface revealed in high resolution topography shaded maps (extracted from 2 m LiDAR

data) is used to map the LRS. This texture is a clear morphological signature that facilitated a more refined mapping of the LRS (Fig. 2). Inside a LRS polygon, the surface texture is smooth whereas in the Quaternary incised areas the texture has a higher roughness. Along the traces of the NMF and the BPM fault system, the resulting LRS systematically show different altitudes. This can also be observed in field panoramic views (Fig. 2). In between these fault systems, the surfaces seem vertically displaced by the western continuation of the NMF (approximately following the Gavarnie thrust) along a ~40 km long trace. We referred to this new identified fault as the Neste fault (NF, Fig. 1), since its central part crosses the Neste river headwaters. Besides displacing the low relief surfaces, the Neste fault is characterized by an alignment of triangular facets showing a single generation and up to ~ 650 m in height. The main uncertainty associated to this displacement has to do with the alternative explanation of this step in the topography as the result of the superimposition of two generations of LRS. We discard such an origin because we are convinced that the generation of a lower LRS would be incompatible with the preservation of the steep triangular facets.

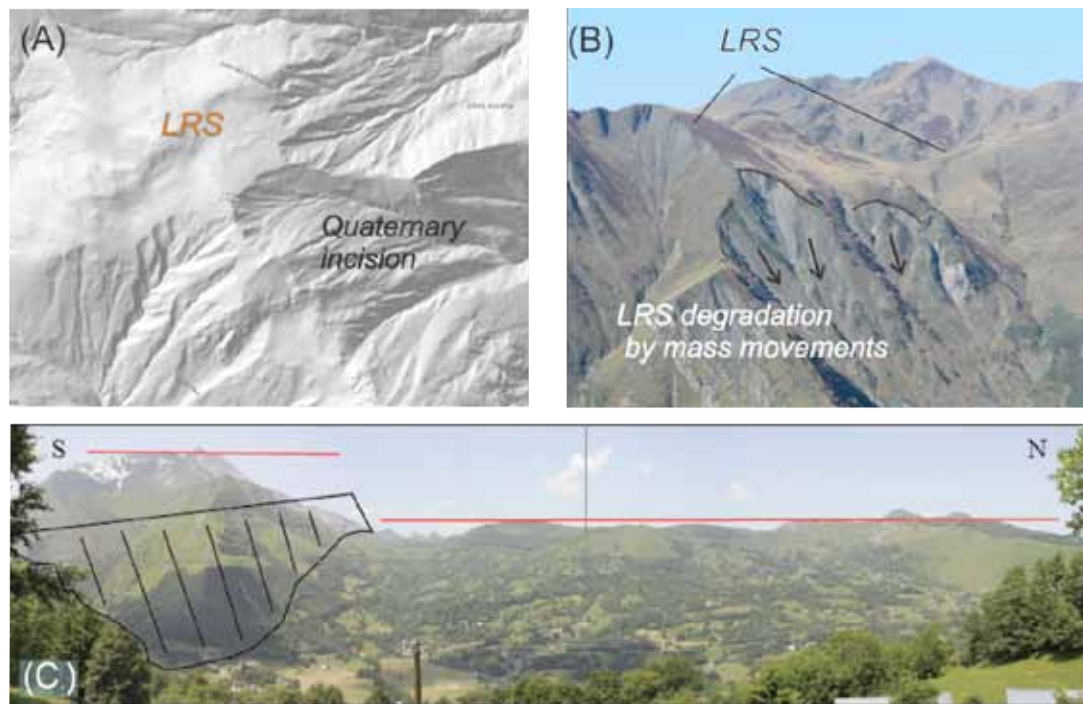


Figure 2. A) LiDAR-based shaded relief map showing the contrast in surface roughness between LRS and incised areas, and photograph showing remains of LRS affected by debris flows (both images from the Beret western valley-side). B) Low relief surfaces displaced by the Pierrefitte fault (indicated on top of the photograph) The red lines represent the envelope of the LRS on both sides of the fault.

Topographic profiles across the NMF, Neste and BPB faults allow for the determination of the variations in throw (Fig. 3). Maximum throws are

detected in the western part, across the Laruns fault, and reach ~750 m.

Discussion

We have detected that the previously studied NMF and BPM fault systems are linked and extend along ~135 km. Accordingly, this new system, referred here as North Maladeta-Bedous, is the longest active fault system identified to date within the Central-Western Pyrenees, with lengths comparable to other major fault systems in the Iberian Peninsula. The Neste fault shows segments with a clear morphological trace and segments lacking expression. Interestingly, at those segments where the Neste fault is less evident, the fluvial network is perpendicular to the fault. These segments are less preserved because they are dissected by the main fluvial drainage, whereas the clearer segments are next to the water divides. Ortuño and Viaplana-Muzas (accepted) noticed that the activity of these normal faults contributed to a southward switch of the main E-W paleo-drainage divide of the chain, previously located

up to ~40 km to the north of its present position (Fig. 1).

Restoration of the former position of the divide allows recognizing that the LRS were generated in the southern paleo-flank of the chain, in paleo-basins draining to the Ebro foreland basin. This idea led the authors to propose the concept of “stolen surfaces” (Fig. 3). One of the main consequences of this change of landscape is the formation of three mega-alluvial fans in the northern flank of the chain, starting during the Miocene and active up to the Late Quaternary (as the Lanemazan fan). The headwaters of these fans coincide with the area affected by the studied faults. The acceleration of river captures, such as those related to the Garona river, could also be triggered by this normal fault activity (Ortuño and Viaplana-Muzas, accepted).

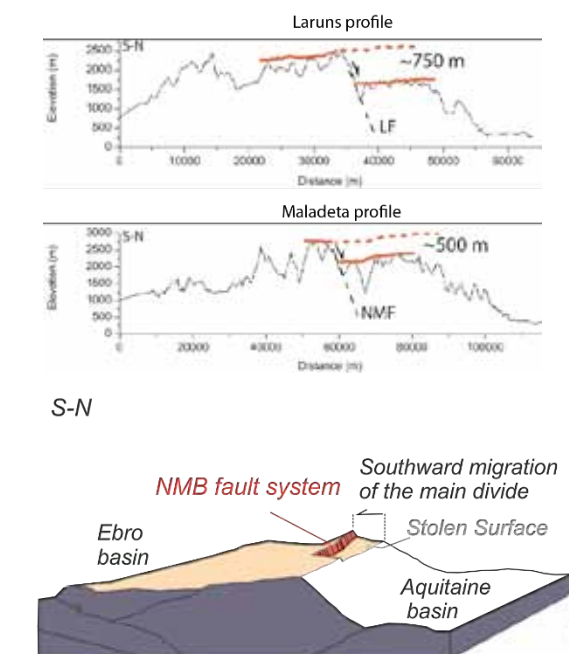


Figure 3. Upper part: Topographic profiles across the Laruns fault and the North Maladeta fault, showing the approximate vertical displacement of the low relief surfaces. Lower part: Sketch of the down-thrown movement of the low relief surfaces ("stolen surfaces") caused by the activity of vertical faults during the post-orogenic period.

Referencias bibliográficas

- Asensio, A., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I., 2012. GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 190(2):913-921
- Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: An inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society Special Publication* 296, 147-166.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B. (2015). Flat-topped mountain ranges: Their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology*, 241, 255-291.
- Dumont, T., Replumaz, A., Rouméjon, S., Briais, A., Rigo, A., 2015. Microseismicity of the Béarn range: reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate. *Tectonics* 34 (5).
- García-Mayordomo J., Martín-Banda R., Insua-Arévalo J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J. and Cabral, J., 2017. Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, 17.
- Genti, M., Chery, J., Vernant, P., Rigo, A., 2016. Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central-Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models. *Comptes Rendus Géoscience*, 348(3), 173-183.
- Lacan, P., 2008. *Activité Sismotectonique Plio-Quaternaire de l'Ouest des Pyrénées*. PhD. Thesis. Université de Pau et des Pays de l'Adour: 284 p.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 9.
- Monod, B., Regard, V., Carcone, J., Wyns, R., & Christophoul, F., 2016. Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonics records. *Comptes Rendus Géoscience*, 348(3), 184-193.
- Olivera, C., Fleta, J., 1996. Analysis of Microearthquakes (1986-1993) in Vielha Area, Axial Zone of the Central Pyrenees. European Seismological Commission, XXV General Assembly, Reykjavik, Iceland. 288-293.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., Santanach, P., 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research, *Tectonophysics* 453, 246-262
- Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, 170(1), 79-92.
- Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M. (accepted). New insights into the polygenic nature of low relief surfaces and the activity of normal faults within the Pyrenees, *Geologica Acta*.
- Rigo, A., P. Vernant, K.L. Feigl, X. Goula, G. Khazaradze, J. Talaya, L. Morel, J. Nicolas, S. Blaize, J. Chéry and M. Sylvander (2015), Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophys. J. Int.* 201(5):947-964

The features observed attest for normal faulting following the completion of the low relief surfaces (by the Late Miocene). The question remains open about the style of faulting and degree of tectonic activity during the Late Quaternary; neither structural nor geomorphological data have been reported so far confirming the continuation of this type of activity to Present day. Clustering of micro seismicity along the NMF and BPMB fault systems has been noticed in several works (Olivera and Fleta., 1996; Lacan, 2008; Ortuño et al., 2008; Dumont et al, 2016), some of which have pointed to this system as the source of historical damaging earthquakes (as the 1313 Ribagorçana or the 2006 Lourdes EQ, among others). Additionally, focal mechanisms and geodetic data in agreement with the normal faulting are the dominant kinematics of faults oriented along the strike of the chain (aprox. E-W). For instance, Present-day GPS horizontal velocities perpendicular to the axis of the chain indicate extension with a low rate while the vertical velocities are under the detection limit (Asensio et al., 2012, Rigo et al., 2015). Considering this lack of detectable compression orthogonal to the chain, isostatic uplift has been considered feasible in modelling approaches exploring the response of the chain to differential erosion (Genti et al., 2016).



NEOTECTONIC ACTIVITY OF THE DEIXA-O-RESTO FAULT (COASTAL ALENTEJO, PORTUGAL)

R. Ressurreição (1), R.P.Dias (1) & J. Cabral (2).

(1) LNEG, Apartado 7586, 2721-866 Alfragide, Amadora, Portugal

(2) Departamento de Geologia/ Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal

Abstract: The Deixa-o-Resto fault is a main structure in the Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Alentejo littoral northern sector, having been reactivated during the Quaternary as a left lateral strike slip fault. The most relevant evidences of its neotectonic activity occur in the Deixa-o-Resto area, where there is morphological expression along a 4 km section, consisting in a linear scarp facing W with 40 m of maximum height. Here, a near vertical fault with reverse component affects Jurassic limestones and Pliocene sands, promoting the eastern block uplift. A 100 m vertical displacement of the Pliocene sediments was estimated based on outcrop and borehole data, which indicates a vertical slip rate of 0.02-0.03 mm/yr since the last 4.5-3 Ma. Onshore, the fault presents at least a 20 km extension between the Melides area and the Sines igneous intrusive massif, for which a Mw 6.9 and ≈ 37000 -25000 years recurrence interval were obtained. On the offshore, a morphological lineament coincident with a mapped fault that extends to the Descobridores seamounts is aligned with the inland recognized Deixa-o-Resto fault and is interpreted as its prolongation, giving a minimum length of 125 km as stated by previous studies. A maximum expectable earthquake of Mw 7.4 and recurrence interval of ≈ 104000 -69000 years were estimated for the fault total extension. Since only the vertical component of displacement is known these slip rates are underestimated, giving longer return periods.

Key words: Deixa-o-Resto fault, neotectonics, seismotectonics, Portugal.

Introduction

The Deixa-o-Resto fault (Fig. 1) is one of the most important neotectonic structures in the northern sector of the Portuguese south western (Alentejo) coastal area. This sector is characterized by a N-S oriented relief built on Paleozoic rocks, the Grândola range, which was generated by tectonic processes related to the Alpine orogeny. This relief is bounded to the N by the Grândola fault scarp, and to the west it drops to a coastal plain mainly developed on Cenozoic sediments. Mesozoic rocks of the onshore sector of the Alentejo basin (commonly known as the Santiago do Cacém basin), of Triassic to Jurassic age, crop out at the piedmont area of this western slope, where a somewhat disperse and apparently discontinuous set of faults occurs, comprising the Deixa-o-Resto fault. Magmatism of Late Cretaceous age is represented by the Sines intrusive massif and an associated network of igneous dykes injected in Paleozoic and Mesozoic rocks.

In the 1/50 000 published geological map (Dias et al., 2011) the fault is represented as a NNE-SSW striking discontinuous structure with a length of 10 km where only a sector of ≈ 2 km is considered as "certain fault". Nonetheless, it has been interpreted as a major structure controlling the sedimentation during the Mesozoic (e.g., Manuppella & Moreira, 1983).

Its neotectonic activity was first characterized by Ribeiro et al. (1993), in a seismic hazard study of the Sines area. According to the authors the fault has a total 125 km length between Melides and the Descobridores seamounts, in the offshore, while on the onshore the main deformation evidence consists of a scarp with 40 m maximum height and a fault zone observable in several places, with high dip to the E and reverse movement component (E side up), affecting Jurassic limestones and Plio-Quaternary sands. A slip episode with left-lateral strike-slip

component is also inferred based on secondary fractures.

As stated by Dias et al. (2011, 2016) the most recent sediments deformed by this fault, as far as is known, correspond to the "Areias de Galé", a marine/fluvial sandy unit, non-formalized, deposited during the Pliocene. Recent cosmogenic nuclide dating gave a middle Zanclean age to this unit (marine facies). The

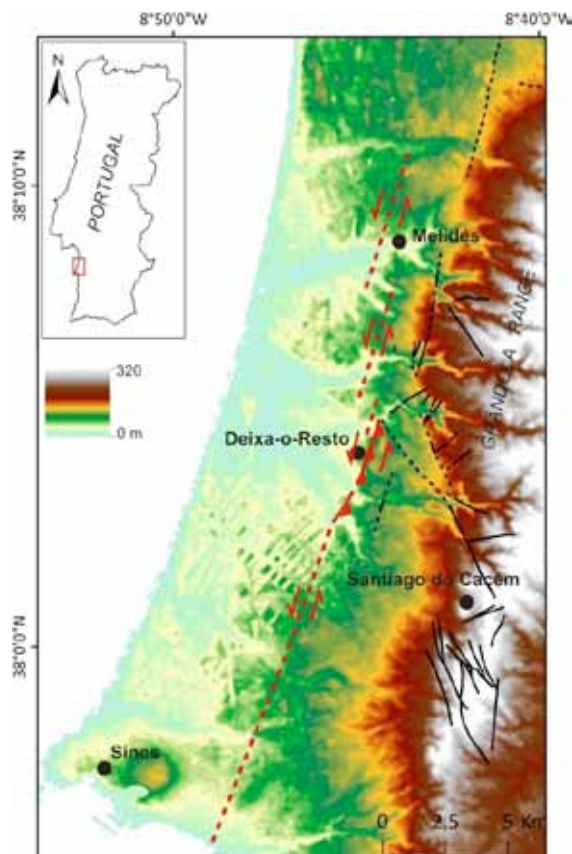


Figure 1: Hypsometric map (ASTER GDEM) of a northern sector of the Alentejo littoral showing the inferred onshore segment of the Deixa-o-Resto fault (red).

marine sedimentation is thought to have continued at least until the middle Pliocene Warm Period, which occurred at 3.3-2.9 Ma (Raymo et al., 2009)

A 3-2.6 Ma time span has been considered for the neotectonic interval in Portugal mainland (Cabral, 2012). This was based on tectonic deformation (uplift and displacements along major faults) affecting Piacenzian and lower Pleistocene sediments, after an intense upper Miocene shortening phase (op. cit.). As recent cosmogenic nuclide dating (non-published data) gave ages older (Zanclean) than previously thought for some of the references used in neotectonic studies concerning this region, a ca. 5 Ma interval is here considered.

The results here presented are a contribution to the overall fault neotectonic characterization, based on field survey involving detailed geological mapping and new outcrops observation, as well as borehole reports analysis. Although no Quaternary activity was identified on the geological record, a general seismogenic potential evaluation was also done, for seismic hazard assessment purposes. For this neotectonic analysis, a 4.5-3 Ma interval is considered assuming deformation during or after deposition of the deformed sediments.

Deformation evidences

The most unequivocally evidences of neotectonic deformation related to the fault are present at the Deixa-o-Resto area (Fig. 2). Here, the fault has clear geomorphological expression, consisting of a linear scarp facing W with 40 m of maximum height, 3 km long and a NNE-SSW direction, located between Azinhal and Cascalheira streams. To the south of Azinhal stream there is an isolated mount (the Cabeço mount) of Jurassic limestones aligned with the scarp, however slightly deviated to the W, which is interpreted as a push-up related to a right bend in the fault trace.

Both fault blocks present two different domains in what concerns the drainage network characteristics. Stream valleys on the eastern block are generally narrower and incised while on the western block the channels are less incised, with large floodplains up to hundreds of meters wide.

This fault has a clear control on the sediments outcropping pattern, which can be detected in the geological maps: to the W of the fault no Mesozoic or Miocene sediments crop out and were only detected at depth. The spatial distribution of the Miocene and Pliocene sediments as indicated by borehole and outcrop data provide insight for the surficial fault geometry, suggesting an upwards ramification into two branches, present at least in some places (Fig. 3). These sedimentary units occur in three different altimetric positions: on the hanging wall, the Pliocene sediments lay on Jurassic rocks at 80 m amsl; on the footwall, right next to the scarp, the Pliocene unit covers Miocene sediments at 40 m amsl; and 0.5-1 km W of the scarp the Pliocene/Miocene unconformity surface is between -10 and -30 m below sea level. A total of 100 m was considered representative of the maximum vertical displacement affecting the Pliocene unit, according to the existing data, distributed by two fault surfaces separating

three compartments that are successively at lower altitude westward. This indicates a slip rate of 0.02-0.03 mm/yr for the vertical slip component in 4.5-3 Ma.

The fault zone is observable in the numerous quarries for limestone extraction located in the Deixa-o-Resto area. Here, a fault plane oriented approximately (N25°E, 75°E), with a reverse component, occurs putting side by side the Pliocene sediments (to the W) and Jurassic limestones (to the E) due to uplift of the eastern block (Fig. 2, a; Fig. 4). In one of the outcrops a (N24°E, 76°E) fault plane containing striae with pitch 16° NNE was measured,



Figure 2: Geologic map of the Deixa-o-Resto area (adapted from Dias et al., 2011) showing the location of deformation points referred in the text and borehole information (blue and yellow numbers refer to the altitude of the Miocene and the Pliocene base, respectively). Stereographic projection (pole to the planes, lower hemisphere, $n=54$) includes main and secondary fault surfaces. J, Jurassic; VG, Vale do Guizo Formation (Paleogene); AS, Alcácer do Sal unit (Miocene); AG, Areias de Galé unit (Pliocene); VF, Vale Figueira unit (Pleistocene); Ft, fluvial terraces (Pleistocene); ds, dune sands (Holocene); a, alluvium (Holocene).

presenting left lateral strike slip shear criteria. These striae indicate the occurrence of a strike slip movement component in the fault which has not been constrained but that is expectedly significant. Secondary fractures were identified, mostly on the footwall and striking parallel to the main fault zone. There is also a group of fractures trending NW-SE to NNW-SSE, which were interpreted as Riedel fractures related to a left lateral strike slip component.

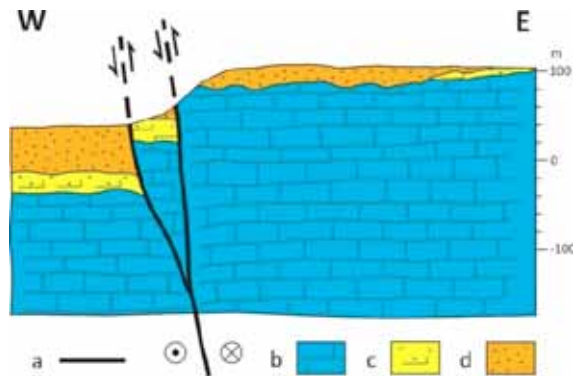


Figure 3: Schematic geologic cross section on the Deixa-o-Resto area. a, fault; b, Jurassic; c, Miocene, d, Pliocene (Areias de Galé unit).

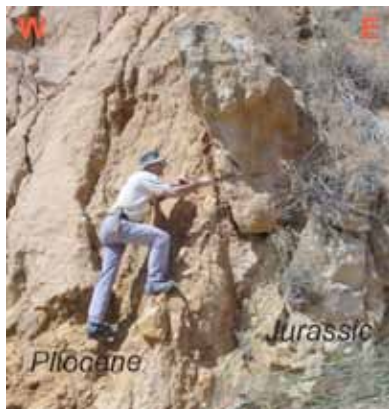


Figure 4: Fault affecting Pliocene sands (Areias de Galé unit) and Jurassic limestones in a quarry in Deixa-o-Resto.

To the N of the Deixa-o-Resto section only indirect evidences of fault activity exist. There is not a clearly defined scarp but a frontier between two areas with distinct morphological attributes: one elevated area to the E developed on Cenozoic sediments, Mesozoic and Paleozoic rocks; and a more flat area to the W, with Pliocene and Quaternary sediments. Three sparsely distributed places where the Pliocene sediments are deformed were identified, probably representing a surface expression of the fault activity (Fig. 2, b, c and d). This deformation is represented by 1) micro-faulting NNE-SSW orientated with centimetre scale displacements (Fig. 2, a), 2) tilting, as seen in the Cascalheira stream bank where the Miocene and Pliocene sediments bedding is oriented (N17°E, 22°W) (Fig. 2, b), and 3) by the occurrence of probable seismites and fracturing affecting the Miocene and Pliocene sediments ca. 2.5 km south of Melides (Fig. 2, c). The probable seismites consist of neptunian dykes mainly NE-SW oriented. In some cases their walls coincide with fractures. There are also fault planes with centimetre do meter scale displacements showing reverse and normal kinematics, prevailing NNW-SSE to NW-SE

directions. Given these ambiguous indicators it is not clear if this deformation is exclusively of tectonic origin or related to underground karst processes, possible due to the Miocene sediments with carbonate cement, present at about 10-15 m below the surface. The consistency and obliquity of some fractures favour tectonic related secondary fracturing (Riedel shears).

The trend of the referred fracturing, compatible with Deixa-o-Resto fault secondary structures, as well as the cropping pattern of the Miocene sediments, disappearing to the W, suggests a prolongation of the fault to the N of the Deixa-o-Resto section at least until Melides area, in a left step over pattern as shown in Fig. 1 and 2.

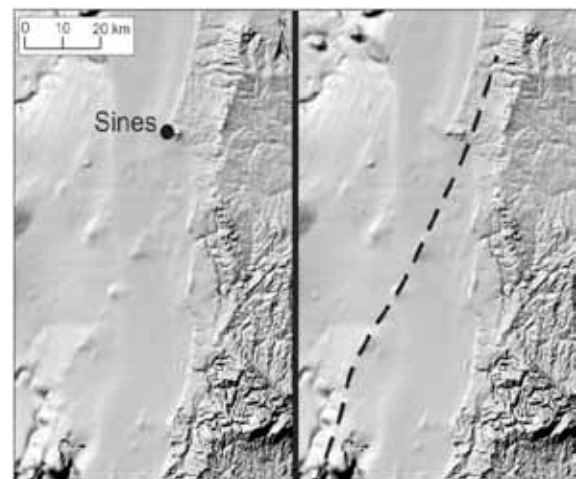


Figure 5: Shaded relief of Portugal SW margin showing the offshore morphologic lineament interpreted as the Deixa-o-Resto fault prolongation.

To the S of Cabeço mount until the Sines area, onshore, no morphological nor structural neotectonic deformation evidences were identified. Yet, outcrops of cretaceous igneous rocks aligned with the fault and fractured along the same direction, and also the disappearance of the Jurassic rocks to the W, may indicate its southern prolongation. In the offshore, bathymetry maps show a morphological lineament aligned with the inland fault trace, which extends to the Descobridores seamounts (Fig. 5), also coinciding with a mapped normal fault dipping E in the published geological maps (e.g., LNEG, 2010). This is in agreement with the 125 km total extension attributed to this structure by Ribeiro et al. (1993). Maps of epicentres of the last ≈ 20 years (Custódio et al., 2015) show a cluster NE of the Descobridores seamount, in part coincident with the mapped fault trace. Some of these earthquakes may be related to this structure which would mean that the offshore segment (or part of it) is presently active.

Seismogenic potential

Despite the fact that no Quaternary deformation was identified, we believe that a seismogenic potential analysis is justifiable given the considerable low slip rates in Portugal mainland and the evidences of activity during the considered neotectonic setting. The evaluation of the fault seismogenic potential here presented (Table 1) is based on the fault length parameter. Although there is not an unequivocal continuity between the onshore and offshore

structures, their interpretation corresponding to the same fault is adopted to minimize an eventual departure from the real maximum seismogenic potential. Two values were assumed: the total interpreted extension of 125 km and an onshore segment with 20 km, located between the Sines and Melides areas. This segment was defined due to the referred doubt in the continuity between the offshore and inland fault sections and based on a lithological criterion, as we assume that a lithologic change associated with the Sines intrusive massif can eventually act as a segment boundary. Despite the existence of geometric irregularities (bends and steps), those were not considered as segment boundaries due to their small size, according to McCalpin (2009).

To estimate the moment magnitude of the maximum expectable earthquake (M_w) and the average surface displacement (AD) the same method adopted by García-Mayordomo et al. (2017) for the *Quaternary Active Fault Database of Iberia* – QAFI v.3 was followed, using the Stirling et al. (2002) empirical correlations between these parameters and fault length (SRL – surface rupture length):

$$MW = 5.45 + 0.95 \text{ Log}(SRL)$$

$$\text{Log}(AD) = -0.81 + 0.56 \text{ Log}(SRL)$$

From the average surface displacement a recurrence interval (RI) was calculated assuming the simple relation between time (T) and number of events (E), the latter being the number of maximum magnitude events (with an average surface displacement associated) needed to accumulate all the observed displacement:

$$RI = T/E$$

	Maximum expectable earthquake (M_w)	Average displacement (m)	Recurrence Interval (years)
Deixa-o-Resto fault (125 km)	7,4	2,31	69405-104108
Onshore segment (20 km)	6,7	0,83	24871-37307

Table 1: Maximum expectable earthquake, average displacement and recurrence interval estimated for the Deixa-o-Resto fault.

Conclusions

The Deixa-o-Resto fault neotectonic activity is expressed by deformation affecting sediments of Pliocene age and an associated scarp in the Deixa-o-Resto area. It is not clear if the fault also affects the lower Pleistocene sediments (Vale Figueira unit) due to the lack of outcrops and the fact that altimetric variations due to tectonics are difficult to constrain because of their sedimentation properties (continental facies sometimes showing strong incision on older units).

A large uncertainty still exists concerning its real length. To the N of the Deixa-o-Resto area the evidences are scarce and indirect. To the S, in the

onshore, no evidences of Cenozoic deformation were found, which is possibly due to the absence of data. Albeit the impossibility to confirm that the aligned fault, with an associated morphological lineament, that is mapped in the offshore corresponds to the Deixa-o-Resto fault prolongation, this hypothesis must be considered because of its seismogenic implications. As it is presently interpreted, the fault has capability to produce high magnitude earthquakes and it must be taken into account in the regional seismic hazard assessment, despite the low slip rate and high recurrence periods obtained. Furthermore, since this estimation was based only on the vertical displacement and that it was not possible to quantify the horizontal component of displacement, these values are underestimated and overestimated, respectively.

Acknowledgments: This study was supported by project FCT UID/GEO/50019/2013 - Instituto Dom Luiz, and Laboratório Nacional de Energia e Geologia. The authors would like to thank Paula M. Figueiredo for the comments and suggestions that greatly improved this extended abstract.

References

- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 71-84.
- Custódio, S., Dias, N.A., Carrilho, F., Góngora, E., Rio, I., Marreiros, C., Morais, I., Alves, P., Matias, L. (2015). Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophys. J. Int.* 203, 127-145.
- Dias, R.P. (coord.), Oliveira J.T., Leal, J., Romão J., Inverno, C., Manuppella, G., Machado, S., Rodrigues A., Bartolomeu A., Pais, J., Ressureição, R. (2011). *Folha 42-A Grândola, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. LNEG, Lisboa.
- Dias, R.P., Oliveira, J.T., Matos, J.X., Ressureição, R., Machado, S., Pais, J., Manuppella, G. (2016). *Notícia Explicativa da Folha 42-A Grândola, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000*. LNEG, Lisboa, 108 p.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., Cabral, J. (2017). Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 1447-1459.
- LNEG, 2010. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:1 000 000*. LNEG, Lisboa.
- McCalpin, J.P. (2009). Application of Paleoseismic Data to Seismic Hazard Assessment and Neotectonic Research. In: *Paleoseismology*. 2nd edition, International Geophysics Series, Elsevier Publishing, 95, 647 p.
- Manuppella, G., Moreira, J.C.B. (1989). Calcários e dolomitos da área de Melides – Santiago do Cacém. *Estudos Notas e Trabalhos*. D.G.G.M., 31, 79-94.
- Raymo, M.E., Hearty, P., De Conto, R., O'Leary, M., Dowsett, H. J., Robinson, M. M., Mitrovica, J.X. (2009). PLIOMAX: Pliocene maximum sea level project. *PAGES News*, 17(2), 58-59.
- Ribeiro, A., Madeira, J., Brum, A., Fonseca, P., Teves Costa, P., Matias, L. (1993). *Relatório preliminar sobre risco sísmico na região de Sines*. Instituto de Ciência Aplicada e Tecnologia - ICAT, Lisboa, 77 p.
- Stirling, M., Rhoades, D., and Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 812-830.



CARACTERIZACIÓN ESPACIAL DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN LA ISLA DE LA PALMA (ISLAS CANARIAS, ESPAÑA)

Spatial characterization of the brittle strain in La Palma island (Canary Islands, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua (1), N. Sánchez (2), M.A. Perucha (1), I. Galindo (2), R. Pérez López (1), C. Romero (3)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es; r.perez@igme.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Territorial de Canarias. C/ Alonso Alvarado 43, 2ªA, 35003-Las Palmas de Gran Canaria. n.sanchez@igme.es; i.galindo@igme.es

(3) Universidad de la Laguna. Departamento de Geografía. Campus de Guajara s/n, 38071-La Laguna. mcromeroruz@gmail.com

Resumen: Uno de los parámetros que controla la geodinámica de una determinada zona geográfica es el campo de deformación. Los estudios de deformación frágil en las Islas Canarias son escasos, por esta razón este trabajo está centrado en el estudio de microfallas en la isla La Palma, mediante técnicas de análisis poblacional de fallas. Los resultados obtenidos después del análisis indican la presencia de dos campos de deformación perpendiculares entre sí. Uno de dirección NO-SE asociado con la apertura de la Dorsal Centroatlántica, al cual hemos denominado Campo Atlántico, y otro perpendicular que hemos nombrado como Campo Local.

Palabras clave: Análisis de la deformación frágil, análisis poblacional de fallas, La Palma, Islas Canarias.

Abstract: One of the parameters that control the dynamics of a zone in the crust is the strain field. The studies of brittle strain in Canary Islands are scarce, for this reason this paper is focussed in the study of microfaults by means of fault population analysis in La Palma Island. The results of the fault analysis show two perpendicular strain fields in the islands. The NW-SE strain field is associated with the extension of the mid Atlantic ridge, named the Atlantic Field. The other strain field has a mean direction which is perpendicular to the Atlantic Field, and has been named Local Field.

Key words: Brittle strain analysis, fault population analysis, La Palma, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN:

Uno de los parámetros que controla la geodinámica de una zona de la corteza es la orientación del campo de esfuerzos con respecto a las principales estructuras. Para poder establecer la orientación de los campos de deformación generados por los esfuerzos se pueden utilizar técnicas de “análisis poblacional de fallas” (APF) aplicadas al estudio de la microfracturación. El conocimiento de los tensores de deformación en una zona intraplaca es una herramienta necesaria para establecer qué fallas están orientadas preferentemente ante este campo de deformación y por tanto son susceptibles de ser activas. En el caso de las Islas Canarias tiene una aplicación directa al tectovolcanismo y las erupciones recientes. En este mismo proyecto ya se han estudiado Lanzarote y Tenerife (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2016), presentándose en este trabajo los resultados preliminares del APF realizado en La Palma, utilizando los mismos métodos geométrico-cinemáticos.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA:

La isla de La Palma, situada en la parte occidental del archipiélago canario, es una isla volcánica intraplaca ubicada a unos 500 km del borde noroccidental africano (Fig. 1). Es la isla con mayor altitud (2426 m) después de Tenerife, a pesar de su pequeña extensión superficial (708 km²), alargada en dirección N-S. Está constituida por dos grandes

unidades geológicas: el Escudo o Edificio Norte que comprende el Complejo Basal o Edificio submarino (Carracedo *et al.*, 2001) y algunos Edificios Subaéreos y la Dorsal Sur o de Cumbre Vieja (Ancochea *et al.*, 1994; Guillou *et al.*, 2001), que comprende fundamentalmente edificios subaéreos.

La edad de la formación submarina aflorante es de 4 a 3 Ma (Staudigel *et al.*, 1986). Entre los 1,7 Ma y los 0,4 Ma se desarrolla la fase subaérea del norte de la isla con el crecimiento de varios volcanes sucesivos alternándose con procesos de colapso y

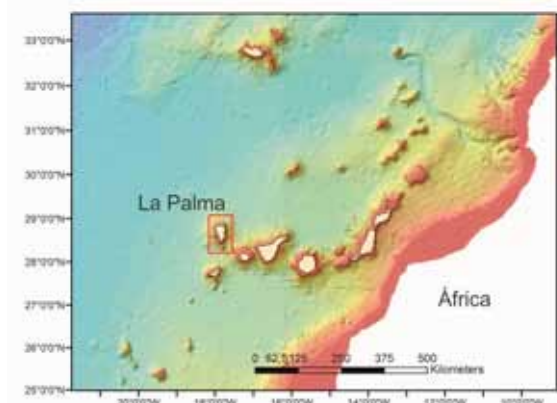


Figura 1: Situación geográfica de La Palma (archipiélago de Canarias).

Figure 1. Geographical setting of La Palma island (Canary archipelago).

deslizamiento que destruyen los edificios previos, y con la migración del volcanismo hacia el sur al final de este periodo. Se forma entonces la gran depresión erosiva de la Caldera de Taburiente.

La Dorsal de Cumbre Vieja, en la parte sur de la isla, se construye desde los 50 ka hasta la actualidad, formada por lavas y piroclastos de erupciones fisurales. En esta Dorsal han tenido lugar seis de las erupciones históricas ocurridas en el archipiélago, siendo la última de ellas la del volcán Teneguía en 1971.

ANTECEDENTES:

Los trabajos sobre deformación frágil en Canarias quedan fundamentalmente ligados al estudio de diques. En general son escasos pudiendo citar, entre otros, los estudios en La Palma y Fuerteventura (Fernández *et al.*, 2006), los trabajos de Galindo (2005) en Tenerife o Marinoni y Gudmundsson (2000) que realizan un estudio de paleoesfuerzos en los Macizos antiguos de Anaga y Teno en el que además de diques utilizan fallas con estría. En la Palma Fernández *et al.* (2002) calculan el campo de esfuerzos asociado al crecimiento de la isla durante su fase de volcán en escudo, quedando los datos circunscritos a la Caldera de Taburiente. Estos autores ponen de manifiesto la necesidad de realizar este tipo de estudios en el archipiélago para tener una mejor comprensión de la estructura de las islas.

METODOLOGÍA:

Mediante el análisis mecánico de fallas con estría se puede obtener el campo de deformación en un área o región geográfica. Los métodos de análisis poblacional de fallas utilizados en este trabajo son los siguientes:

- Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (geométrico-cinemático).
- Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988).

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), por su clara representación gráfica y por tratarse de un método directo. Esto permite separar subpoblaciones de fallas compatibles con diferentes direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (D_{e_y}). Se pueden deducir también los sentidos de movimiento en las fallas en las que no se hayan podido observar en el campo (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991). Este método establece una serie de ecuaciones que permiten calcular la forma del elipsoide de deformación K' :

$$K' = e_y / e_z$$

Donde e_z es el eje de deformación dispuesto siempre en la vertical y e_y es el eje de máximo acortamiento en la horizontal.

El Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), se ha utilizado en todas las estaciones y, especialmente, para determinar la orientación de direcciones de D_{e_y} en subpoblaciones. Estas subpoblaciones se obtienen al dividir, por el Modelo de Deslizamiento,

poblaciones de estaciones polifásicas. El Modelo de Diedros Rectos, como está definido, no permite solucionar el problema de eliminar fallas pertenecientes a diferentes etapas de deformación. Por tanto, se ha utilizado en estaciones monofásicas, y en polifásicas separadas en subpoblaciones monofásicas.



Figura 2: Falla con estrías inverso-direccionales en coladas basálticas (Barranco de las Angustias, La Palma)

Figure 2. Slikensides on reverse-strike-slip fault plane (Las Angustias gorge, La Palma).



Figura 3: Estación de medida en fallas normales conjugadas en paquetes de piroclastos (Barlovento, La Palma).

Figure 3. Point of data in conjugate normal faults affecting to pyroclastic sets (Barlovento, La Palma).

Para el APF es necesario contar con el par datos plano de falla / estría (Fig. 2 Y 3). Una vez realizado el análisis poblacional de fallas y calculado el tensor de deformación para cada estación de medida, se elaboran los mapas de trayectorias de deformación para cada campo deducido. La distribución espacial de K' da idea de la caracterización espacial de la deformación frágil en la isla. Con el K' se pueden clasificar las fallas en función de la forma de su elipsoide de deformación (Fig. 4), lo cual se ha utilizado para la cartografía espacial de las áreas caracterizadas por un determinado tensor de deformación (Figs. 5 y 6). Estos datos, junto con la geometría de las fallas indicarán qué fallas son compatibles o no con las trayectorias de deformación que también se han calculado. Para el cálculo de las trayectorias de deformación se ha utilizado el método de interpolación de tensores locales desarrollado por Lee y Angelier (1994) en su programa TRAJECT. Así, se ha podido determinar la evolución del campo de deformación regional que ha estructurado la zona durante el Mioceno superior-Cuaternario. De esta

manera, se obtienen las características locales (estación a estación) y regionales del campo de esfuerzos al realizar la interpolación de los tensores locales. Estos métodos han sido ampliamente utilizados en diferentes áreas del mundo para el cálculo del tensor de deformación (Olaiz *et al.*, 2009).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la totalidad de La Palma se han medido 344 fallas en 39 estaciones. Una vez analizados los datos mediante los métodos de APF se han obtenido las

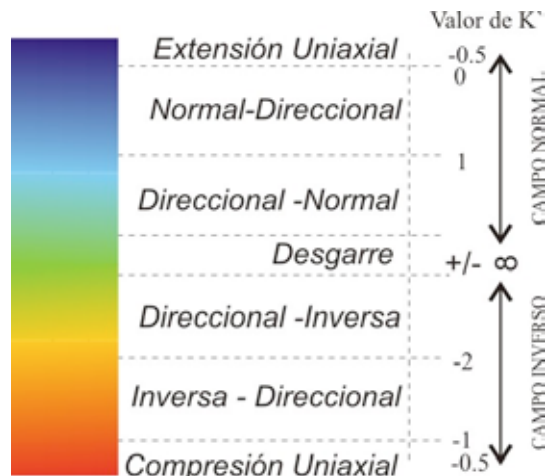


Figura 4: Clasificación de fallas según el Modelo de Deslizamiento. La escala de colores para K' es la que se ha utilizado para las figuras 5 y 6.

Figure 4. Fault classification according to the Slip Model. The figures 5 and 6 are represented using this color scale for K' .

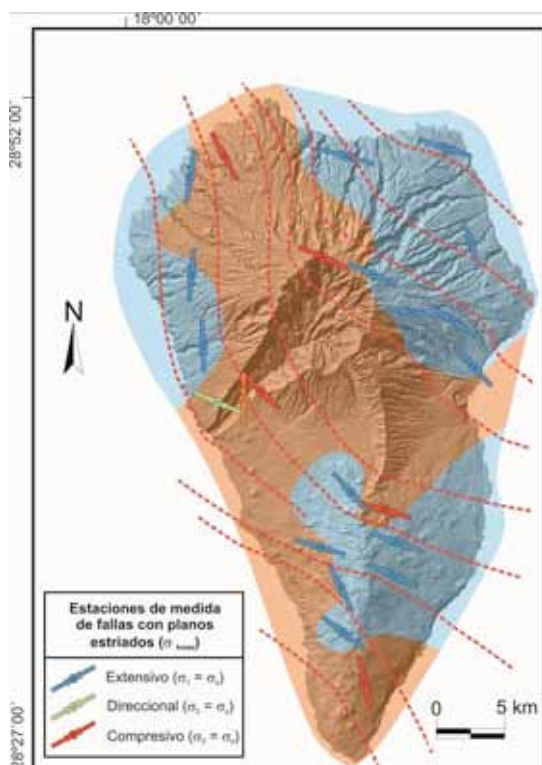


Figura 5: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de La Palma, campo Atlántico. Los colores del mapa corresponden al valor de K' (ver fig. 4).

Figure 5. Data points and preliminary results for the fault population analysis in La Palma Island, Atlantic Field (see fig. 4).

direcciones de D_{ey} para cada estación, habiendo diferenciado para su representación las que corresponden a una componente principalmente inversa, normal y en dirección o desgarres (Fig. 4). En la mayoría de las estaciones de medida analizadas se observan dos campos de deformación superpuestos, que muestran una dirección de D_{ey} perpendicular entre sí, uno de dirección media NO-SE y otro NE-SO (Figs. 5 y 6). Si se tiene en cuenta la dirección de apertura de la Dorsal Centroatlántica, el campo NO-SE quedaría influenciado por esta apertura, por lo que lo hemos denominado Campo Atlántico, mientras que el NE-SO se ha denominado Campo Local (según propusieron Rodríguez-Pascua *et al.*, 2016). Las fallas se han separado en subpoblaciones en función de si su orientación de e_y pertenecía a una orientación media del Campo Atlántico o Local, siguiendo la metodología propuesta por De Vicente (1988).

El Campo Atlántico en La Palma queda definido tanto por poblaciones de fallas de carácter inverso (7 subestaciones) como normales (16 subestaciones) (Fig. 5). Las zonas con K' extensivos se sitúan en las zonas NE y NW así como en la zona más moderna de la isla, la dorsal de Cumbre Vieja en el S. Sin embargo el campo local es fundamentalmente extensivo (21 subestaciones) con una componente de desgarre en el NE y tan solo dos estaciones compresivas (NW y SW de la isla, Fig. 6).

Estos son resultados preliminares de los datos tomados hasta el momento. Con esta información podemos inferir que ambos campos han coexistido desde el inicio del volcanismo que generó el archipiélago de Canarias, ya que las dos poblaciones de datos se observan desde materiales

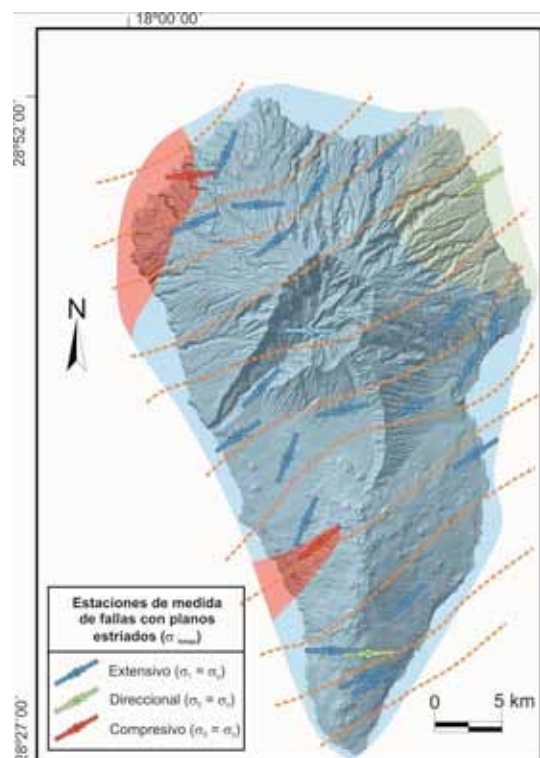


Figura 6: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de La Palma, campo Local. Los colores del mapa corresponden al valor de K' (ver fig. 4).

Figure 6. Data points and preliminary results for the fault population analysis in La Palma Island, Atlantic Field (see fig. 4).

pertenecientes a los macizos antiguos hasta en los materiales más modernos. El Campo Atlántico estaría ligado a la apertura de la dorsal y al arrastre de la corteza oceánica, mientras que el local estaría condicionado por las grandes líneas de debilidad de dirección NE-SO generadas por la apertura de la dorsal en la corteza oceánica.

Estos resultados cobran aún más importancia a la luz del proceso de reactivación sismo-volcánica detectado en la isla de La Palma desde octubre de 2017, con varios procesos de inyección magmática en la parte sur de la isla. Si superponemos ambos campos de deformación, la zona donde se ha producido la crisis sísmica asociada a un posible emplazamiento del magma (dorsal de Cumbre Vieja) coincidiría con un área sometida a extensión radial.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto VOLTEC-3T del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA) (Ref. 569/2012). A Ángel Palomares Martínez, Director-Conservador del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente, por su ayuda y apoyo.

Referencias bibliográficas

- Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Cendreras, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, M., y Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Ancochea, A., Hernán, F., Cendrero, A., Cantangrel, J. M., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 243-262.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991). An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., de la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, western Canaries. *Est. Geol.*, 57, 157-273.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, Publ. Univ. Compl. Madrid, Madrid: 317 p.
- Fernández, C.; Casillas, R.; García Navarro, E.; Gutiérrez, M.; Camacho, M. A. y Ahijado, A. (2006). Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands). *Tectonics*, 25, TC6005.
- Fernández, C.; Nuez, J., Casillas, R., García Navarro, E. (2002). Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands). *Tectonics*, 21 (4), 1-17.
- Galindo, I. (2005). *Estructura volcánico-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias)*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 350 p.
- Guillou, H., Carracedo, J.C. y Duncan, R. (2001). K-Ar, 40Ar/39Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86, 37-149.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994). Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2), 161-191.
- Marinoni, L.B. y Gudmundsson, A. (2000). Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 83-103.
- Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S. (2009). European continuous active tectonic strain-stress map. *Tectonophysics*, 474, 33-40.
- Pegoraro, O. (1972). *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse Illème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Sánchez, N., Pérez López, R., Perucha, M.A., Galindo, I., y Romero, C. (2016). Caracterización espacial de la deformación frágil en las islas de Tenerife y Lanzarote (Islas Canarias, España). *Geotemas*, 16(1), 69-72.
- Staudigel, H., Feraud, G. y Giannerini, G. (1986). The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27, 299-322.



EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA EN LA CUENCA DE LIMÓN NORTE (COSTA RICA)

Evidence of tectonic activity in the Limón Norte basin (Costa Rica)

P. Ruano (1,2), J. P. Galve (1), J. V. Pérez-Peña (1), G. Alvarado (3) y J. M. Azañón (1,2)

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. pruan@ugr.es;

jpgalve@ugr.es; vperez@ugr.es, jazonon@ugr.es

(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Av. Las Palmeras sn. Armilla-Granada

(3) Instituto Costarricense de Electricidad y Red Sismológica Nacional (UCR-ICR), Apdo. 10032-1000, Costa Rica.

Resumen/resumo: La Cuenca de Limón Norte ha sido considerada hasta ahora como un margen pasivo sin una gran actividad tectónica. Nuevas evidencias morfológicas como la existencia de colinas elongadas paralelas al frente montañoso, variaciones en la sinuosidad y dirección de canales y paleocanales, tramos de especial concentración de lagos de meandros abandonados (en herradura) y levantamientos cosísmicos de más de 4 m sugieren la migración del sistema de cabalgamientos del frente montañoso hacia el interior de la cuenca deformando los materiales cuaternarios. Este cinturón de faja empuje-plegamiento, es la prolongación de una subducción incipiente que se da en el sector caribeño del centro de Panamá, que representaría la formación de una zona de subducción a partir de una falla inversa.

Palabras clave: Cuenca de Limón, Fallas activas, morfología, levantamiento

Abstract: The North Limon Basin has been considered until now as a passive margin without great tectonic activity. New morphological evidences such as the existence of elongated hills parallel to the mountain front, variations in the sinuosity and direction of channels and paleochannels, sections of special concentration of oxbow lakes and coseismic uplifts of more than 4 m suggest the migration of the thrusts system from the mountainous front inward the basin, deforming quaternary sediments. This fold and thrust belt is the extension of the incipient subduction that occurs in the Caribbean sector of central Panama, so it would evidence the formation of a subduction zone from an inverse fault.

Key words: Limon basin, Active faults, morphology, uplift

Costa Rica se encuentra en un límite convergente entre las placas de Cocos y del Caribe lo que produce una inestabilidad cortical y una gran actividad tectónica, evidenciada principalmente por terremotos y vulcanismo (Fig. 1). Este vulcanismo y sismicidad condicionan la geomorfología de Costa Rica. En el margen del Caribe del este de Costa Rica, la microplaca de Panamá cabalga la placa del Caribe a lo largo del Cinturón de Deformación del Norte de Panamá, un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia noroeste que se extiende hacia el este de Costa Rica (Silver et al., 1990, 1995). Este cinturón de deformación se une a un sistema de fallas transcurrentes, el Cinturón de deformación de Costa Rica central, formando una zona de deformación continua (Marshall et al., 2000; Montero, 2001) que se une a la cuenca de antearco del margen Pacífico.

En Costa Rica existen tres regiones con intensa deformación cosísmica: (1) Por debajo del margen pacífico con focos que aumentan en profundidad hacia el noreste relacionada con la zona de subducción. (2) Sismicidad relacionada con la gran cadena volcánica andesítica donde son frecuentes los terremotos superficiales con magnitudes intermedias que causan daños significativos. (3) La zona Sur de la costa caribeña donde los terremotos destructivos se han asociado al límite entre las placas de Cocos y Nazca (zona de fractura de Panamá) y a la zona de deformación del norte de Panamá. En la figura 1 se muestra la sismicidad instrumental de Costa Rica.

La cuenca de Limón se encuentra en esta tercera zona y hasta 1991 se consideraba de bajo potencial sísmico. El terremoto de Limón del 22 de abril de ese

mismo año, de magnitud momento de 7.6, reveló que esa zona también era tectónicamente activa (Suarez et al., 1995). El terremoto causó daños severos en la región sureste del Caribe de Costa Rica y este de Panamá. Estos daños se debieron principalmente a licuefacciones, deslizamientos, subsidencias y levantamientos costeros cosísmicos. Este terremoto se originó en una falla inversa, donde el bloque superior se desplazó hacia el noreste unos 3 metros y provocó un levantamiento vertical de entre 0.5 a 2 m a lo largo de la Costa de Limón. La ocurrencia de este terremoto hizo que se relocalizan en esta región terremotos históricos asignados a priori a la región pacífica. Así, según Boschini y Montero (1994), los eventos sísmicos históricos más importantes en la Región Caribe de Costa Rica y noroeste de Panamá han sido en los años: 1746, 1798, 1822 (con la misma zona epicentral que el de 1991), 1904 (probable), 1916, 1953 y 1991.

Al oeste de la zona del terremoto de Limón se encuentra la Cuenca de Limón Norte, una región todavía considerada como un margen pasivo sin una actividad tectónica destacable dada su baja concentración de sismos. Sin embargo, observaciones recientes sugieren que esta cuenca es tectónicamente activa, al menos en su extremo oriental, y que debe tenerse en cuenta en la estimación de la peligrosidad sísmica de la región. El objetivo principal de este trabajo es evaluar la actividad tectónica de la cuenca de Limón Norte. Esta zona con elevadas tasas de deformación puede servir de análogo para la actividad de fallas observadas en la Península Ibérica con deformaciones las lentas.

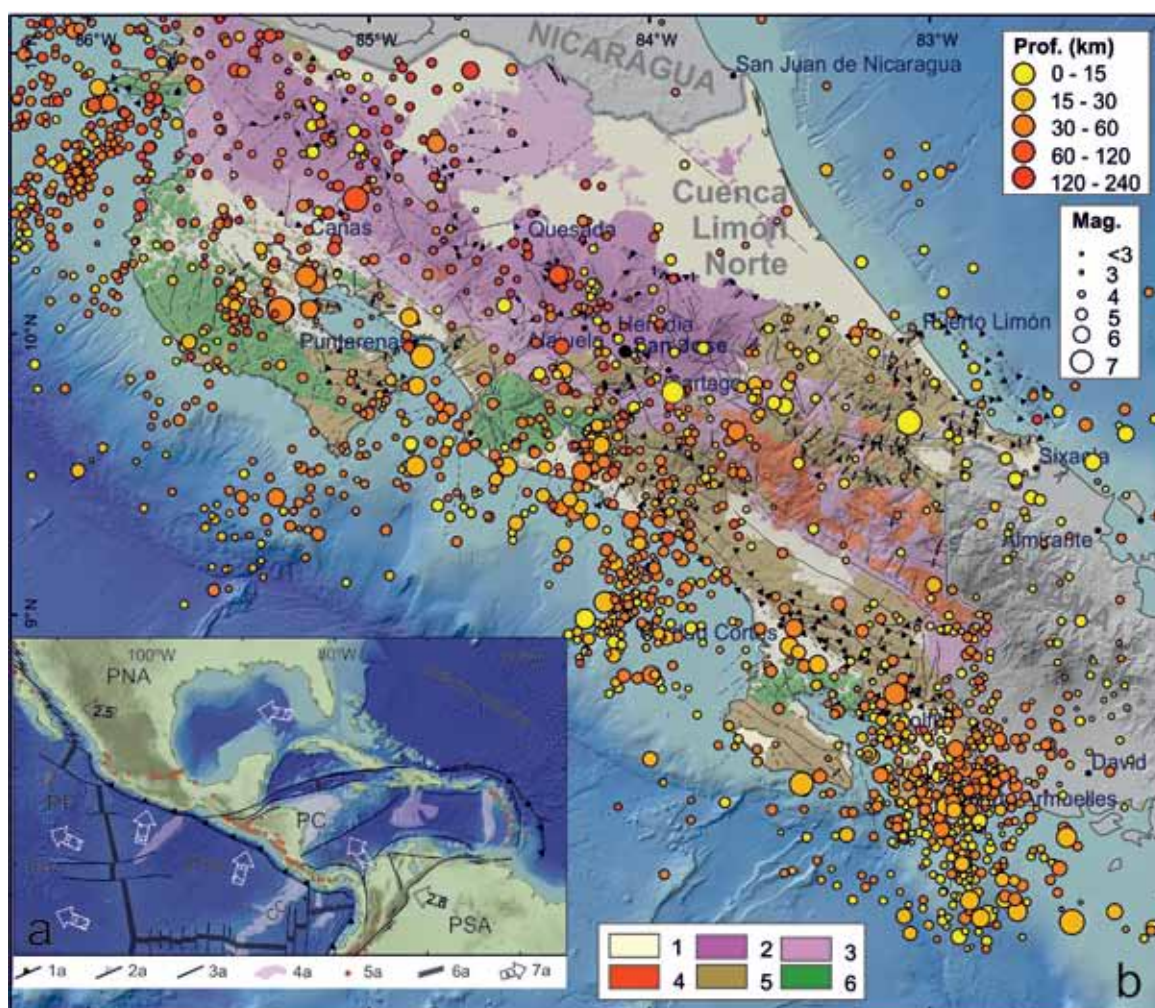


Figura 1. Geología y sismicidad de Costa Rica. a) Mapa Geodinámico de la Región Circum-Caribe. 1a, Subducción; 2a, Cinturón de cabalgamientos; 3a, Falla de desgarre/transformante; 4a, Alto oceánico; 5a, volcanes; 6a, dorsal; 7a, Velocidad de placa relativa a la Placa de Nubia (MORVEL model, DeMets et al., 2010); CC, Cresta de Coco; CDPN, Cinturón de deformación de Panamá Norte; PC, Placa Caribe; PCo, Placa de Cocos; PNA, Placa Norteamericana; PP, Placa Pacífica; PSA, Placa Sudamericana b) Principales estructuras y Terremotos de Costa Rica hasta noviembre de 2017. Base de datos del USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). 1. Sedimentos Cuaternarios, 2. R. volcánicas cuaternarias, 3. Rocas volcánicas mio-pliocenas, 4. Rocas plutónicas miocenas, 5. Rocas sedimentarias (Mesozoico-Cenozoico), 6. Rocas ígneas oceánicas (Cretácico-Eoceno)

Figure 1. Geology and seismicity of Costa Rica. a) Geodynamic sketch of Circum-Caribe Region. 1a, Subduction; 2a, Thrust belt; 3a, strike-slip/transform fault; 4a, oceanic high; 5a, volcanoes; 6a, oceanic rift; 7a, plate rate relative to Nubia plate (MORVEL model, DeMets et al., 2010); CC, Cocos high; CDPN, North Panama deformation belt; PC, Caribe Plate; PCo, Cocos plate; PNA, North-America plate; PP, Pacific plate; PSA, South-America plate b) Main structures and Earthquake of Costa Rica up to November 2017. USGS database (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). 1, Quaternary sediments; 2, Quaternary volcanic rocks; 3, Mio-pliocene volcanic rocks; 4, Miocene plutonic rocks; 5, Sedimentary rocks (Mesozoic-Cenozoic); 6, Oceanic igneous rocks (Cretaceous-Eocene).

La cuenca de Limón se puede subdividir en dos sub-cuencas separadas por el sistema de fallas, aproximadamente este-oeste, que atraviesan el Istmo de Costa Rica (Fig. 2). Las dos sub-cuencas exhiben una estratigrafía similar. Su relleno sedimentario está compuesto por materiales desde el Paleoceno (abanicos submarinos) hasta la actualidad (abanicos aluviales).

En contraste, a las similitudes litológicas su morfología y estilo estructural son muy diferentes. La cuenca de Limón Sur tiene de 7 a 9 km de profundidad y sus sedimentos han sido afectados por una tectónica compresiva caracterizada por tres cinturones de pliegues y cabalgamientos hacia el NE (Fig. 2b). Este estilo estructural se debe principalmente a tres eventos tectónicos importantes: La colisión de la microplaca de Panamá con la placa Suramericana (Cinturón de deformación del Norte de Panamá), el emplazamiento del Plutón de

Talamanca con dirección NW-SE formando fallas inversas de alto ángulo y la colisión de la Dorsal de Coco (plioceno tardío). La Cuenca de Limón Sur se ha interpretado como una cuenca de retro-arco con tectónica *thin-skinned*.

La cuenca de Limón Norte es una cuenca con bajo relieve y más de 7 km de profundidad con sus sedimentos buzando hacia el mar. Muestra pocas evidencias de deformación (excepto por fallas en la región del delta de Río San Juan, frontera con Nicaragua). También se observan fallas normales listricas de orientación NO-SE que limitan una pequeña estructura de graben. Todas las fallas (Fig. 2c) se enraízan en el contacto entre las calizas de la Formación Senosri de edad paleógena y las lutitas superiores de la Formación Uscari del Mioceno. Localmente estas fallas pueden producir un basculamiento de las capas.

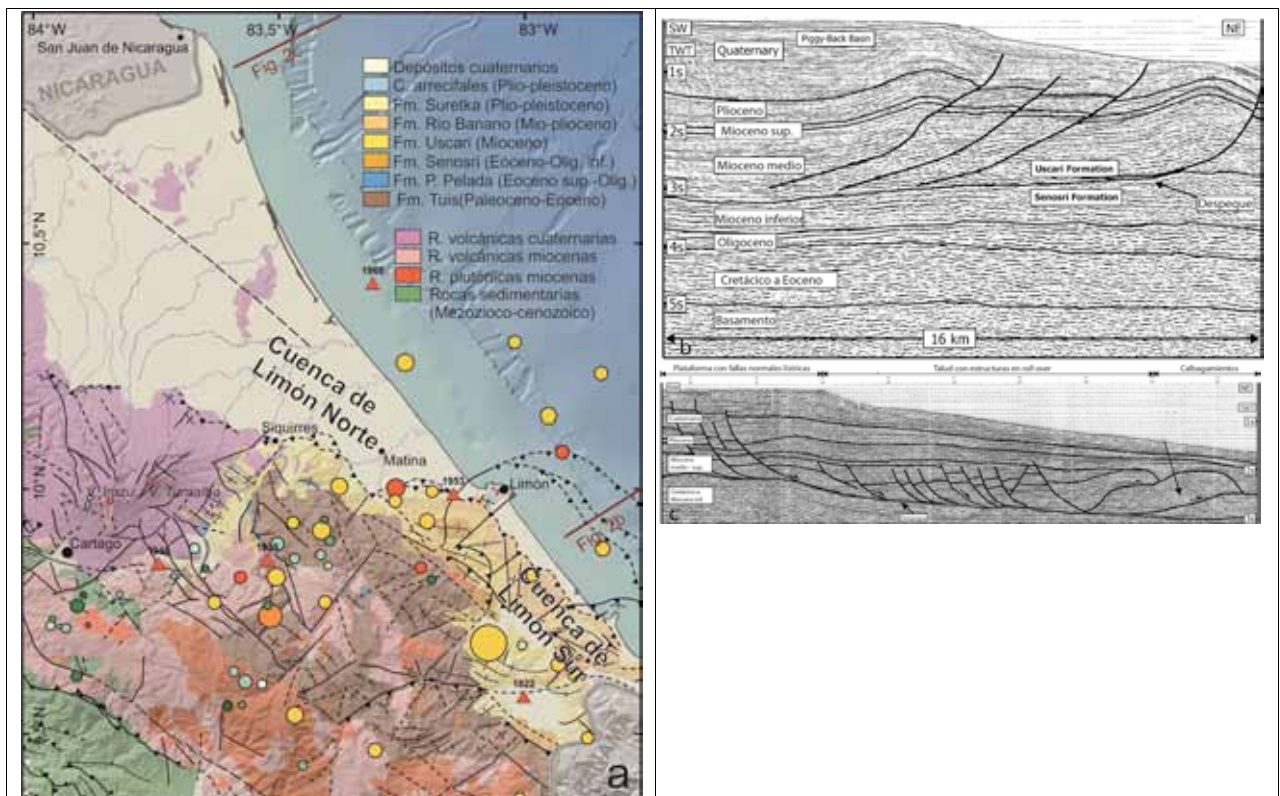


Figura 2. Mapa geológico de la costa Caribe de Costa Rica. a) Se muestra la serie sísmica del terremoto de 1991 de M 7.6: En verde los terremotos de los 6 días posteriores al terremoto principal (más oscuro mayor profundidad) (Barquero y Rojas, 1994) y en naranja la serie sísmica (M >4) de los 4 meses siguientes al evento principal (Datos del USGS). También se muestra la sismicidad histórica (con triángulos rojos) relocalizada por Borchini y Montero (1994). Interpretación de perfil sísmico en la Cuenca de Limón Sur (b) y en el Delta del río San Juan (c) (Modificado de Brandes et al., 2007).

Figure 2. Geological map of Caribbean coast of Costa Rica. a) 1991 seismic serie with M 7.6 is shown. Green, earthquake of six days after main earthquake (the darker the deeper; Barquero and Rojas, 1994); Orange, seismic serie of four months after main shock (USGS); Red Triangle, historic seismicity (Borchini and Montero, 1994). Seismic lines from South Limón Basin (b) and San Juan Delta (c) (After Brandes et al, 2007).



Figura 3. Diferentes morfologías observadas en la Cuenca de Limón Norte.
Figure 3. Morphologies observed in North Limon Basin.

También hacia el E se observan cabalgamientos enterrados por sedimentos pliocenos, por lo que su actividad cesó antes de esa edad (Fig. 3c). La geometría en cuña de los sedimentos y su buzamiento hacia el mar y la presencia de fallas lítricas son característicos de márgenes pasivos. En muchos de estos casos la deformación se interpreta como inducción gravitacional por carga de sedimentos (Brandes et al., 2007, 2009).

Galve et al. (2015) realizó un análisis regional de las anomalías en la red de drenaje de los ríos de la Cuenca de Limón Norte en el que, aunque detectó diferentes anomalías (cambios en la dirección de los ríos, sinuosidad, pendiente e incisión), no se pudo relacionar con la existencia de estructuras activas.

DISCUSIÓN

La cuenca de Limón Norte hasta ahora se consideraba un margen pasivo sin una gran actividad tectónica limitada al Sur por un sistema de cabalgamientos cuaternarios (sistema Siquirres-Matina) que forma un frente montañoso curvilíneo.

Galve et al. (2015) indicaron inicialmente que no había evidencias geomorfológicas de actividad tectónica. Sin embargo, tras un trabajo de campo posterior, se encontraron evidencias morfológicas (Fig. 3) que sí podrían estar relacionadas con la actividad tectónica reciente. Justo en el margen Sur de la cuenca, donde la llanura litoral se encuentra con el piedemonte de la cordillera de Talamanca, aparecen colinas de muy bajo relieve (con un desnivel de no más de 10 m) con una elongación paralela a la del frente montañoso. En la zona intermedia entre el frente montañoso y las colinas aparecen zonas charcustras y lagunas elongadas que recuerdan a antiguos cauces de ríos que han quedado desconectados de la red fluvial como la Laguna Cuatro (Fig. 3). Además, los ríos que atraviesan perpendicularmente la línea de colinas presentan variaciones en la sinuosidad de sus canales y dejan orlas de lagos en herradura (*oxbow lakes*) y paleocanales indicando cambios en la pendiente general del río. El rasgo más sobresaliente es el codo existente en el río Barbilla, generado por el levantamiento de los sedimentos aluviales del propio río. Todos estos indicios parecen sugerir que la llanura costera está desarrollando levantamiento a causa de la formación y actividad de cabalgamientos con despegues someros.

Por otro lado, Denyer et al. (2013), muestran un perfil de nivelación donde se observan levantamientos de más de 4 m por delante del frente montañoso y que es interpretado como posibles escamas de cabalgamientos en el interior de la cuenca.

Todos estos datos sugieren que existe una reactivación del sistema de cabalgamiento Siquirres-Matina con un avance en *piggy-back* hacia el interior de la cuenca deformando los materiales cuaternarios. Esta actividad podría estar relacionada con el avance de la Cresta volcánica de Coco hacia el NE que provocaría la migración de la actividad del sistema del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la cuenca de Limón Sur hacia el noroeste, comenzando en tiempos recientes a deformar los sedimentos de la cuenca de Limón Norte.

Una vez identificadas las estructuras activas se prevé realizar su caracterización por medio del análisis geomorfológico, estructural, microsísmico y geofísico, tanto con la adquisición de nuevos datos

como revisando datos previos. Para cuantificar su actividad se realizarán dataciones y la instalación de redes GNSS.

Agradecimientos

Agradecemos al Instituto Costarricense de Electricidad, proyecto Reventazón, la ayuda y soporte para la realización de las campañas de campo.

Referencias Bibliográficas

- Barquero, R., and Rojas, W., 1994, Sismicidad inducida por el terremoto de Limón: *Revista Geológica América Central*, 18, 111–120.
- Boschini, I. y Montero, W. (1994). Sismicidad histórica e instrumental del Caribe de Costa Rica, *Revista Geológica América Central*, 18, 65–72.
- Brandes, C., A. Astorga, S. Back, R. Littke y Winsemann, J. (2007). Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limón back-arc basin (Costa Rica), *Mar. Pet. Geol.*, 24, 277–287.
- Brandes, C., A. Astorga y Winsemann, J. (2009). The Moín High, East Costa Rica: Seamount, laccolith or contractional structure?, *J. South Am. Earth Sci.*, 28, 1–13.
- Denyer, P., Montero, W., Alvarado, G. E. (2013). *Atlas tectónico de Costa Rica*. Editorial de la Universidad de Costa Rica. 58 p.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80.
- Galve, J. P., Alvarado, G., Azañón, J. M., Giaconia, F., Pérez-Peña, J. V., Notti, D., Mora, M. M., Booth, G. (2015). Analysis of river anomalies in the Tortuguero plain (Costa Rica). *World multidisciplinary Earth Sciences Symposium*.
- Marshall, J.S., Fisher, D.M., and Gardner, T.W., 2000, Central Costa Rica Deformed Belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block: *Tectonics*, v. 19, p. 468–492.
- Montero, W. (2001). El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá: *Revista Geológica América Central*, v. 24, p. 29–56.
- Suárez, G., M. Pardo, J. Domínguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, and W. Rojas (1995), The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics*, 14(2), 518–530.
- Silver, E.A., Reed, D.L., Tagudin, J.E., and Heil, D.J. (1990). Implications of the North and South Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline: *Tectonics*, 9, 261–281.
- Silver, E.A., Galewsky, J., and McIntosh, K.D. (1995). Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt, En: *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*: (Mann, P., ed.). Geological Society America Special Paper, 295, 225–231.



EVIDENCIAS DE TECTÓNICA RECIENTE (PLEISTOCENO SUPERIOR) EN EL LÍMITE DE LA CORDILLERA BÉTICA CON LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (PROVINCIA DE JAÉN)

Evidence of recent tectonics (Late Pleistocene) at the Betic Cordillera-Guadalquivir Basin boundary (province of Jaén)

M. Sánchez-Gómez (1) y F. Pérez-Valera (2)

(1) Dpto. Geología, CEA-Tierra, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. 23071-Jaén. msgomez@ujaen.es

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante. Apdo. 99, San Vicente del Raspeig, 03080-Alicante. fperez@ua.es

Resumen: Esta comunicación presenta la primera evidencia de deformación cuaternaria por falla en el valle del Guadalquivir oriental, próxima a recientes series sísmicas y coincidiendo con un arco de cabalgamientos Mioceno. La deformación es coetánea con el depósito de una unidad fluvio-palustre (Q1) que muestra una discordancia progresiva, hasta que es sellada por una nueva unidad (Q2) que permanece indeformada. La edad C^{14} obtenida en la unidad Q1 es de 45-43 ka. Las relaciones deformación-sedimentación sugieren una tasa de desplazamiento vertical aproximada de 0.6 mm/a. La existencia de periodos con tasas altas de deformación, en comparación con lo esperable para este sector de las Béticas, localizados en el tiempo y en el espacio, supone un nuevo elemento a tener en cuenta para comprender el comportamiento sísmico de la región.

Palabras clave: Pleistoceno superior, Guadalquivir oriental, falla inversa, discordancia progresiva

Abstract: This communication presents the first evidence of Quaternary deformation due to faulting in the eastern Guadalquivir valley, close to recent seismic series and coinciding with a Miocene thrust arc. The deformation is coeval with the deposit of a fluvial unit (Q1) that shows a progressive unconformity, until it is sealed by a new unit (Q2) that remains undeformed. The age ^{14}C obtained in unit Q1 is 45-43 ka. Deformation-sedimentation relationships suggest an estimate vertical displacement rate of 0.6 mm/a. The existence of intervals with high rates of deformation, compared to those expected for this sector of the Betics, restricted in time and space is a new element to consider for understanding the seismic behaviour of the region.

Key words: Late Pleistocene, eastern Guadalquivir, inverse fault, progressive unconformity.

Introducción y marco geológico

El curso alto del Río Guadalquivir, a su paso por la provincia de Jaén, ha sido considerado clásicamente como una zona de baja actividad sísmica en el contexto de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011). Algunos indicios de deformación tectónica activa en este sector se habían relacionado con las primeras estribaciones de las sierras béticas, que forman un frente montañoso de abrupta topografía, considerando éste el único sector con posibles estructuras activas en la zona (Sánchez-Gómez y Torcal, 2002; Ruano et al., 2004; García-Tortosa et al., 2008) y coincidiendo con un escaso registro sísmico instrumental.

No obstante, varios documentos apuntaban a que el propio valle del Guadalquivir, que discurre por los sedimentos neógenos de la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís de la Cordillera Bética) era sísmicamente más activo de lo que se pensaba. Estas evidencias son: 1) la destrucción total de Andújar por un terremoto en el año 1170 (Peláez et al., 2005); 2) el registro de importantes terremotos en Linares y Alcaudete, en 1951, que alcanzaron una magnitud de 5.1 y fueron seguidos de intensas réplicas (Bernal et al., 1991); y 3) la presencia de discretas series sísmicas de terremotos de baja magnitud que se prolongaban varios meses (Peláez et al., 2012). Sin embargo, no es hasta la serie sísmica de Torreperogil de 2012-13 (p. ej. Sánchez-Gómez et al., 2014), situada en la comarca de La

Loma, en plena Cuenca del Guadalquivir, cuando se toma conciencia del potencial sísmico de la región.

La serie sísmica de Torreperogil centra la atención de varios grupos de investigadores, que proponen diversos modelos tectónicos, contradictorios entre sí, para explicarla (Pedrera et al., 2013; Morales et al., 2015; Martín-Lechado et al., 2017). Estos modelos están basados fundamentalmente en datos geofísicos o en datos estructurales y cinemáticos tomados en los bordes de la Cuenca del Guadalquivir. Sin embargo, la mayor parte de los epicentros de las diversas series sísmicas y la posible localización epicentral de los terremotos históricos, se sitúan en materiales que rellenan la Cuenca del Guadalquivir, cuya plasticidad ha contribuido a que las posibles fallas sísmicas queden como estructuras ciegas en superficie (Pedrera et al., 2013; Sánchez-Gómez et al., 2014).

En este sentido, nuevos estudios estructurales detallados muestran que, en el borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir (Pérez-Valera et al., 2017), unidades anteriormente interpretadas como unidades olistotrómicas formadas en un complejo sedimentario gravitacional (p. ej. Roldán-García et al., 2012), forman en realidad un prisma de acreción de carácter oblicuo (Complejo Acrecional del Guadalquivir, CAG) que constituiría el verdadero frente tectónico de la Cordillera Bética sobre la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 1). En el CAG la deformación se acomoda mediante sistemas de cabalgamientos de vergencia W-NW, que forman pequeños arcos conectados por zonas de cizalla

transfer E-W, de salto en dirección dextro (Fig. 1). Aunque la edad principal de emplazamiento del CAG es Mioceno medio-superior (Pérez-Valera et al., 2017), algunas de las fallas que forman este conjunto de estructuras han podido ser reactivadas en el actual campo de esfuerzos (Pérez-Valera et al., 2012), por lo que es necesario una revisión de las áreas epicentrales de las recientes series sísmicas a la luz del nuevo cortejo de estructuras puestas de manifiesto.

techo con niveles de areniscas y limos grises con gran profusión de marcas de raíces (Fig. 3. B) y presencia ocasional de nódulos de carbonatos, por lo que pueden considerarse niveles de paleosuelos. Hacia techo se encuentran niveles de limos y arcillas de tonos rosados (Fig. 3, C). En este tramo se han localizado algunos niveles con gasterópodos, muy fragmentados, y restos de huesos de vertebrados, muestreados para datación radiométrica. Por otro lado, la unidad Q2 está formada por unos 10-15 m

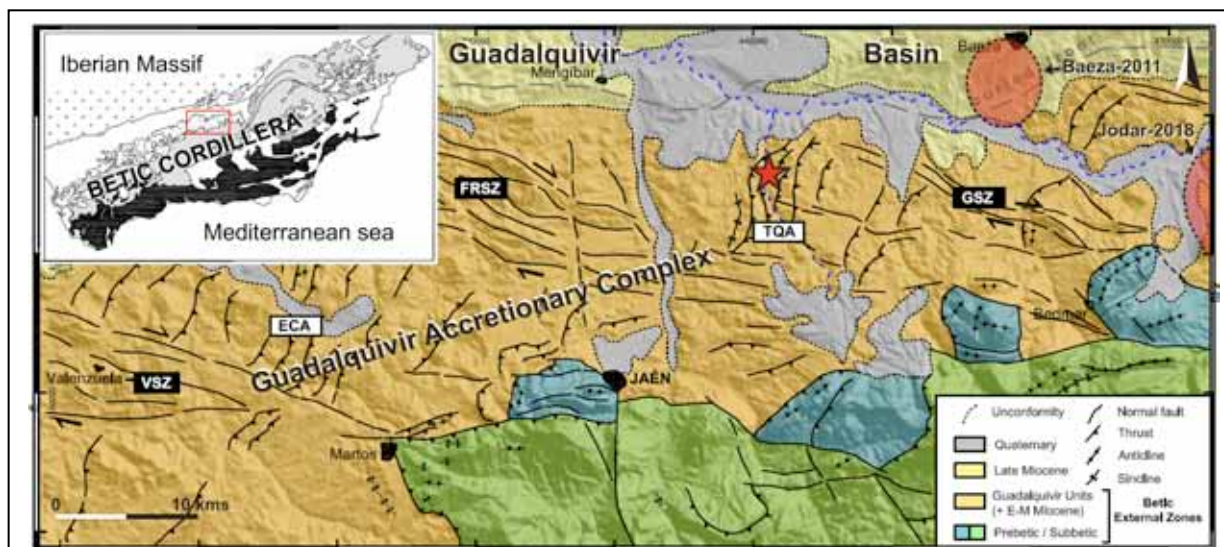


Figura 1: Mapa geológico simplificado del Complejo Acrecional del Guadalquivir en la zona de Jaén (modificado de Pérez-Valera et al., 2017). Se señala la posición del área estudiada (estrella roja) y las series sísmicas de Baeza (2011) y Jódar (2018). VSZ: Zona de cizalla de Valenzuela, FRSZ: Zona de Cizalla de Fuerte del Rey, GSZ: Zona de cizalla de García, ECA: Arco de La Escañuela, TQA: Arco de Torrequebradilla.

Figure 1. Simplified geological map of the Guadalquivir Accretionary Complex in Jaén sector (after Pérez-Valera et al., 2017). The location of the studied area is indicated (red star), as well as the seismic series of Baeza (2011) and Jódar (2018). VSZ: Valenzuela shear zone, FRSZ: Fuerte del Rey shear zone, GSZ: García shear zone, ECA: La Escañuela arc, TQA: Torrequebradilla arc.

El presente trabajo analiza por primera vez la deformación de sedimentos cuaternarios en las proximidades de Torrequebradilla (Jaén), en relación con el movimiento de fallas próximas a uno de los arcos de cabalgamientos del Complejo Acrecional del Guadalquivir, muy cerca del límite con la Cuenca del Guadalquivir (Arco de Torrequebradilla, Fig. 1). La presente comunicación constituye por tanto una aportación pionera en este sector y podría ayudar a comprender el comportamiento sísmico de la región y la peligrosidad asociada.

Unidades cuaternarias y estructura

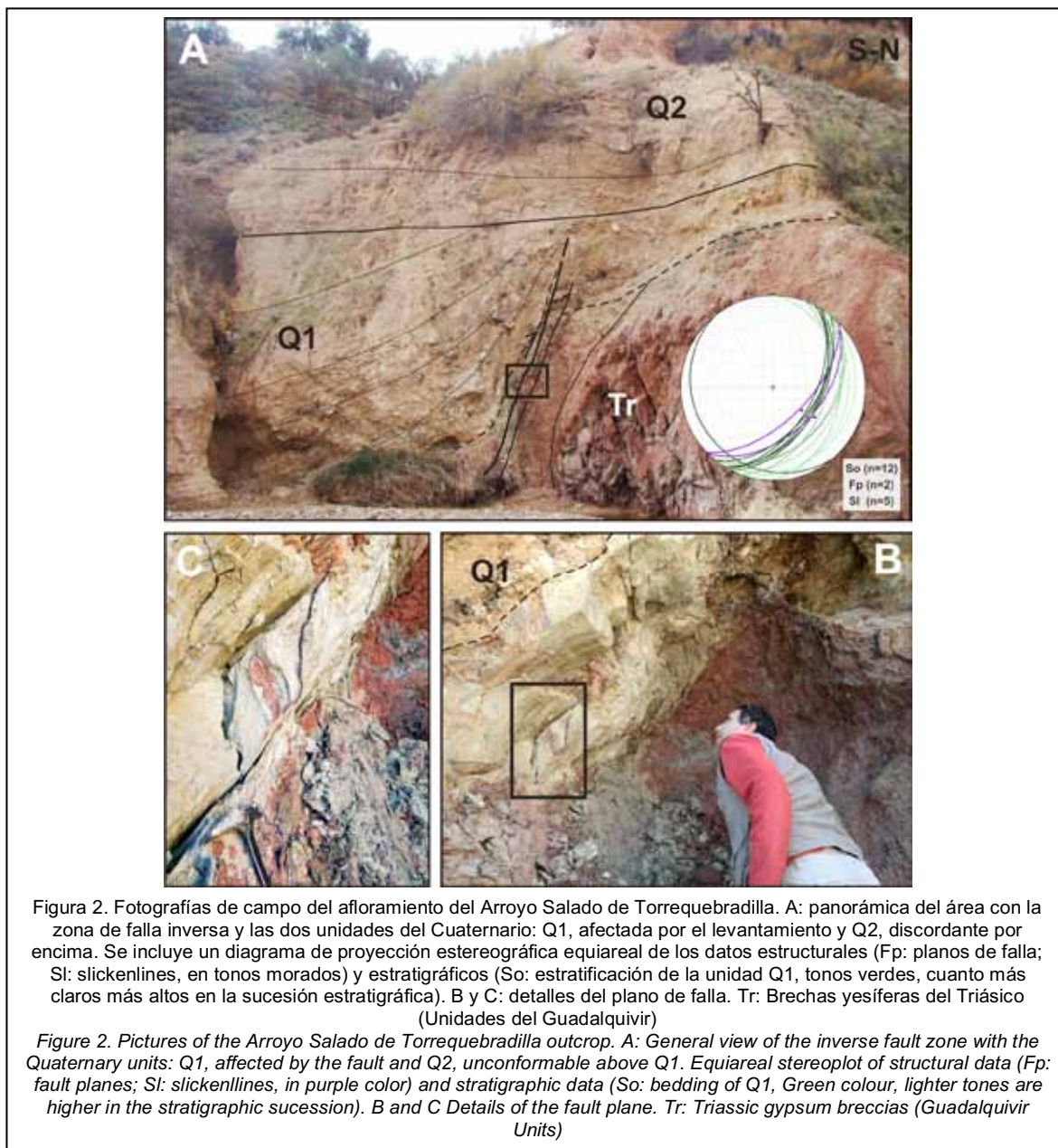
Un afloramiento de sedimentos cuaternarios situado en el Arroyo Salado de Torrequebradilla, próximo a la localidad del mismo nombre y a 5 km del cauce actual del Río Guadalquivir (Fig.1), muestra claros signos de deformación en relación con una zona de falla situada en las Unidades del Guadalquivir constituyentes del CAG (Pérez-Valera et al., 2017). La secuencia cuaternaria puede ser dividida en dos unidades bien diferenciadas: una inferior (Q1) deformada y otra superior (Q2), discordante sobre la Q1 y que sella la deformación (Fig 2, A). La Q1 está formada por una secuencia de 16 metros de espesor que comienza con niveles de gravas canalizadas, clasto-soportadas, con clastos ligeramente redondeados (Fig. 3, A), que se intercalan hacia

de arenas y limos laminados, éstos últimos con una alternancia rítmica de niveles rosados y blancos, que comienzan con unos niveles de gravas justo por encima de la discordancia con la Q1 y con las Unidades del Guadalquivir (brechas yesíferas del Triásico, Fig. 2, A).

En el corte expuesto por el Arroyo Salado de Torrequebradilla, se observa una zona de falla de orientación N045E, con estrías en buzamiento hacia el sureste, y movimiento inverso (Fig. 2, B y C). La zona de falla pone en contacto la base de la unidad Q1 (en el bloque de techo) con las Unidades del Guadalquivir, (brechas yesíferas). Entre ambas unidades se encuentra un paquete de hasta 40 cm de potencia, formado por lutitas de color ocre verdoso claro, que presentan una incipiente fábrica de planos P-Y-R₁ de orientación congruente con el sentido inverso del desplazamiento. La estratificación en los niveles inferiores de la unidad Q1 es subparalela al plano de falla principal, con valores medios de unos 50° buzando al sureste, aunque algunos planos secundarios cortan a la estratificación con saltos centimétricos. Los valores de buzamiento de las capas van siendo progresivamente menores al alejarse de la zona de falla (ver diagrama Fig. 2, A), mostrando las características típicas de una discordancia progresiva (Fig. 2, A).

Los datos anteriores indican que la zona de falla se ha mantenido activa durante el depósito de la unidad Q1, generando un abanico de capas con buzamientos que oscilan entre los 50° y los 15° (diagrama estereográfico, Fig. 2, A) que se puede observar a lo largo de, al menos, 150 m en distancia horizontal a lo largo de la dirección de la falla. La unidad Q2, sin embargo, se deposita de manera horizontal y postdata la deformación. Un análisis geométrico preliminar sugiere que los niveles

Por último, la unidad Q1 se ha datado mediante C¹⁴ en pequeños gasterópodos, obteniéndose una edad de 45–43 ka cal BP. Esta unidad es similar en antigüedad y facies con la parte inferior de la Unidad MU-1 en el sector próximo de Larva (Jaén) (García-García et al., 2016). Teniendo en cuenta un desplazamiento vertical mínimo de 10 m y correlacionando la unidad sellante Q2 con la unidad MU-2 del mismo sector de Larva (34–24 ka; García-García et al., 2016), podrían deducirse unas tasas de



inferiores de la unidad Q1 han podido sufrir un salto vertical de 10 m, con un acortamiento asociado de 8 m. La falla que genera este levantamiento es congruente con la actuación de sistemas de fallas imbricadas en zonas de cabalgamientos, por lo que podría relacionarse con la reactivación del Arco de Torrequebradilla (Fig. 1) mediante una falla inversa principal situada al NW del punto estudiado. La cinemática, por otro lado, es compatible con los diversos modelos tectónicos basados en observaciones geofísicas y en el campo de deformación cortical a partir de medidas GPS (e.g. Galindo-Zaldivar et al., 2015).

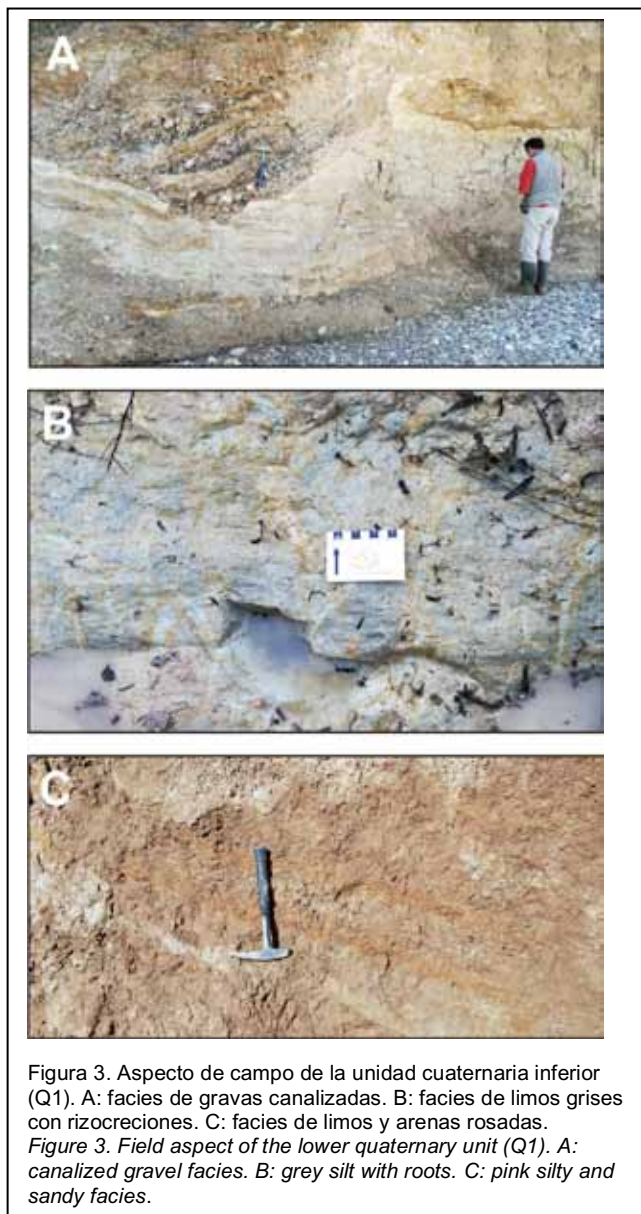
deformación vertical aproximada de 0,6 mm/a para un período comprendido entre 50 y 34 ka, similar a las zonas más activas de las Béticas. En todo caso, esta deformación queda fosilizada por la unidad Q2.

Conclusiones

En este trabajo se pone de manifiesto la existencia de actividad tectónica durante el Pleistoceno superior en el frente de la Cordillera Bética con la Cuenca del Guadalquivir, en un área nunca descrita anteriormente. Se ha estudiado una zona de falla inversa con una discordancia progresiva asociada,

cuya tasa de desplazamiento vertical está en torno a los 0,6 mm/a, según los cálculos preliminares y que estuvo activa durante varios miles de años, no registrándose su actividad posteriormente.

Esta observación tiene dos importantes corolarios: 1) en esta región existen periodos de moderada deformación dentro del Pleistoceno superior; y 2) esta actividad tectónica podría haber sido episódica, centrándose en una localización e intervalo de tiempo concreto, sin tener continuidad directa



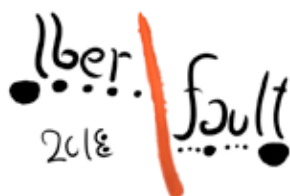
posterior, aunque no se puede determinar si esta interrupción se debe al comienzo de un ciclo sísmico, o a la transferencia del esfuerzo a otra estructura.

En cualquier caso, la presencia de actividad tectónica localizada y probablemente sísmica tiene implicaciones respecto a la peligrosidad. En el nuevo marco estructural que suponen las fallas inversas, cabalgamientos y zonas transfer descritos en el Complejo Acrecional del Guadalquivir, es necesario determinar las estructuras (pliegues o fallas) que son activas, o lo han sido en el Cuaternario reciente, para establecer el comportamiento general del área, y

delimitar si hay algún sector que pudiera presentar estructuras sismogénicas capaces de producir terremotos de una magnitud mayor que los registrados instrumentalmente, similares a los que se pueden deducir del registro histórico.

Referencias bibliográficas

- Bernal, A., Barrera, T., & Santiago, J.L. (1991). The earthquakes of March 10th and May 19th, 1951 occurred in the province of Jaén, Spain. En: *Seismicity, seismotectonics and seismic risk in the Ibero-Maghreb region* (Instituto Geográfico Nacional, Ed.). 149-161
- Galindo-Zaldívar, J., et al. (2015). Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data, *Tectonophysics*, 663, 290–301.
- García-García, F., Calero, J. y Pérez-Valera, F. (2016). Morphological, pedological, and sedimentary evolution on the fringe of the southwestern European drylands during the Late Pleistocene and Holocene: Evidence of climate and land use changes. *Catena*, 143, 128-139.
- García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez-Gómez, M. & Alfaro, P. (2008). Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén), *Geogaceta*, 44, 59-62.
- Morales, J., et al. (2015). The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending, *Gondwana Res.*, 28(4), 1566–1578
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., González, A. & Peláez J. A. (2013). Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain), *Tectonics*, 32
- Peláez, J.A., Castillo, J.C., Sánchez Gómez, M., Martínez Solares, J.M., y López Casado, C. (2005). Fuentes medievales y posibles evidencias arqueológicas del terremoto de Andújar de 1170. *Bol. Ins. Est. Giennenses*, (192), 139-177
- Peláez, José A., Hamdache, M., Pérez-Valera, F., Henares-Romero, J., Sánchez-Gómez, M. y López-Casado, C. (2012). Study of the Arquillos, April 2010 - July 2011, and Baeza, May - December 2011, Seismic Swarms. En: *VII Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Peláez, J. A. y Pérez-Valera, L. A. (2012). Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesca, Jaén (4.4 mbLg, 31/01/2012): Implicaciones sismotectónicas. *Geogaceta*, (52), 119-122
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A. & Pérez-Valera, L. A. (2017). An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif Orogen, *Tectonics*, 36 (6), 1006-1036.
- Roldán García, F. J., Rodríguez Fernández, J. y Azañón, J. M. (2012). Unidad Olistostromica, una formación clave para entender la historia neógena de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Geogaceta*, (52), 103-106.
- Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J. & Jabaloy, A. (2004). Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera, *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 541–563.
- Sánchez-Gómez, M. y Torcal, F. (2002). Actividad tectónica reciente en el borde sur de la depresión del Guadalquivir entre Cabra y Quesada (provincias de Jaén y Córdoba). En: *100 años de Sismología en Granada* (Instituto Andaluz de Geofísica, Ed.).
- Sánchez-Gómez, M., Peláez, J. A., García-Tortosa, F. J., Pérez-Valera, F. & Sanz de Galdeano, C. (2014). La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): evidencias de deformación tectónica en el área epicentral, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1), 301–318.
- Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J. A. (2011). *Fallas activas en la Cordillera Bética: una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica*. Ed. Universidad de Granada, 284 pp.



PALEOSISMICIDAD DE LA FALLA DE TERUEL Y SU RELACIÓN CON LA FALLA DE CONCUD (CORDILLERA IBÉRICA)

Paleosismicity of the Teruel fault and its relationship with the Concud fault (Iberian Chain)

J.L. Simón, L.E. Arlegui, C.L. Liesa, L. Ezquerro, P. Lafuente, M.A. Luzón y A. Peiro

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. jsimon@unizar.es, arlegui@unizar.es, carluis@unizar.es, lope@unizar.es, palomalaf@gmail.com, aluzon@unizar.es, albapeirch@gmail.com

Resumen: Se propone una caracterización estructural y paleosismológica la Falla de Teruel a partir del análisis cartográfico y el estudio de tres trincheras excavadas en sedimentos fluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno en el sector de Pitraque. Se registran cuatro eventos entre 76,0 ka y 9,2 ka BP en dos ramas de la falla, que probablemente representan sólo una parte de la actividad total de la estructura en ese intervalo. Las fallas de Teruel y Concud son estructuras independientes, con diferencias en su dirección de transporte (N275°E y N220°E, respectivamente) y en su desplazamiento cosísmico medio (0,5 m y 1,9 m). Estos desplazamientos son coherentes con sus respectivas longitudes (9,0 km y 14,2 km) y significativamente menores que los esperados para una hipotética falla única Concud-Teruel (23 km).

Palabras clave: Fosa de Teruel, falla extensional, falla activa, relevo de falla, peligrosidad sísmica

Abstract: We propose a structural and paleoseismological characterization of the Teruel Fault in the Pitraque sector from mapping and analysis of three trenches dug in Late Pleistocene-Holocene fluvial sediments. Four events occurred between 76.0 ka and 9.2 ka BP have been recorded at two fault branches, probably representing only a fraction of its overall activity during such time lapse. The Teruel and Concud faults are independent structures, showing distinct transport directions (N275°E and N220°E, respectively), and average coseismic displacements (0.5 m and 1.9 m). These displacements are consistent with their respective lengths (9.0 km and 14.2 km) and significantly smaller than those expected for a hypothetically joint, 23-km-long Concud-Teruel fault.

Key words: Teruel Graben, extensional fault, active fault, fault relay, seismic hazard

Planteamiento, objetivos y metodología

La Cordillera Ibérica centro-oriental muestra una sismicidad histórica e instrumental modesta, pero alberga fallas activas con un potencial sísmico significativo. Entre ellas, la mejor documentada es la falla NW-SE de Concud (Fig. 1). Desde mediados del Plioceno (3,6 Ma) se mueve con una tasa media de 0,07-0,08 mm/a, que ha aumentado a 0,29 mm/a en los últimos 74 ka; en este último lapso ha registrado once paleosismos con un salto cosísmico medio de 1,9 m y un magnitud potencial $M_w \approx 6,8$ (Lafuente *et al.*, 2014; Simón *et al.*, 2016). Junto a ella está la falla N-S de Teruel, una falla intracuenal de la Fosa de Teruel con una tasa de 0,075 mm/a que sube a 0,19 mm/a en los últimos 46,5 ka (Simón *et al.*, 2017). Gutiérrez *et al.* (2012) apuntan que las fallas de Concud y Teruel podrían formar una única estructura sismogénica, lo que implicaría una magnitud potencial mayor que la de ambas por separado. Sin embargo, los datos estructurales indican que son estructuras geométrica y cinemáticamente independientes (Lafuente *et al.*, 2011; Peiro *et al.*, 2017), lo que sugiere que también lo son desde el punto de vista sísmico. Discernir entre ambos escenarios es clave para la evaluación de peligrosidad.

Nuestros objetivos son reconstruir el registro paleosísmico de la Falla de Teruel, compararlo con el de la Falla de Concud y discutir la posible interacción entre ambas y sus implicaciones en el comportamiento sísmico. Para ello se realiza un estudio cartográfico y estructural de la falla de Teruel en su sector sur (área de Pitraque; Fig. 2a), con datos de



Figura 1: Mapa de situación (a) y corte geológico (b).
Figure 1. Location map (a) and cross section (b).

campo, ortoimágenes, fotografías de baja altura tomadas con dron y mediciones topográficas con nivel láser e hipsómetro. Se seleccionaron dos lugares en los que aparecen sedimentos fluviales cuaternarios

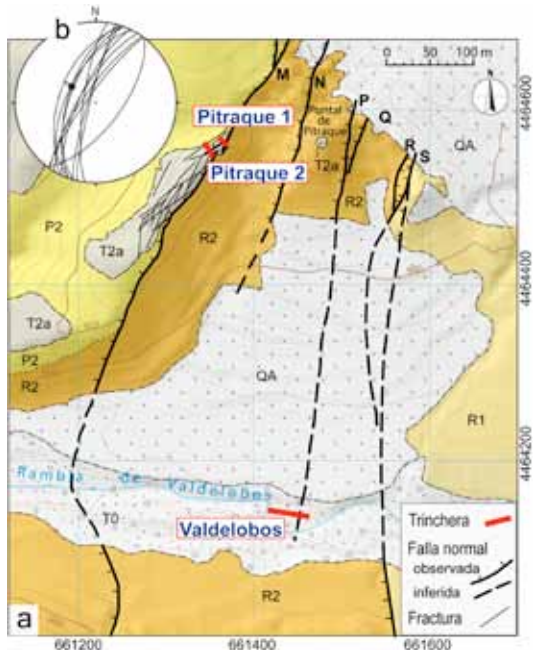


Figura 2. (a) Mapa geológico del sector de Pitraque; (b) Estereograma de los principales planos de falla y estría. M, N, P, Q, R, S: ramas de falla; R1, R2 y P2: unidades neógenas Rojo 1, Rojo 2 y Páramo 2, respectivamente; T2a: Terraza media del río Turia; T0 y QA: Holoceno. Modificado de Simón et al. (2017).

Figure 2. (a) Geological map of the Pitraque sector. (b) Stereoplot of faults and striation. M, N, P, Q, R, S fault branches; R1, R2, P2, Neogene units Rojo 1, Rojo 2 and Páramo 1, respectively; T2a Middle Terrace of the Turia river; T0 and QA Holocene materials. Modified from Simón et al. (2017).

en la traza de la falla. En ellos se excavaron tres trincheras paleosismológicas (Fig. 2a), siendo las unidades datadas mediante Luminiscencia Óptica (OSL). Los resultados completos del trabajo son recogidos por Simón et al. (2017).

Marco geológico

La cuenca de Teruel es una semifosa rellena de sedimentos aluviales y lacustres (unidades informales Rojo 1, Páramo 1, Rojo 2, Páramo 2 y Rojo 3; Godoy et al., 1983) que abarcan desde el inicio del Vallesense hasta el inicio del Pleistoceno (Ezquerro, 2017). Durante el Cuaternario la red fluvial del Alfambra y el Turia se ha encajado dejando cuatro niveles de terraza (Superior, Medio, Inferior y subactual).

Las fallas de Concud y Teruel se disponen en relevo diestro y a una distancia entre ambas de sólo 1,3 km (Fig. 1). Su zona de relevo está afectada por un basculamiento de tipo *relay ramp* y una densa fracturación longitudinal que afecta a la Terraza Media del Alfambra y que se extiende hasta 2 km al norte de Teruel (Peiro et al., 2017).

Los datos estructurales indican que las fallas de Teruel y Concud son geométrica y cinemáticamente independientes, con direcciones de transporte marcadamente diferentes (N275°E vs. N220°E). Sin embargo, sus curvas distancia-desplazamiento muestran fuertes gradientes en la zona de relevo que sugieren una interacción dinámica entre ambas, propia de rupturas que se hallan en tránsito hacia la coalescencia (Lafuente et al., 2011; Peiro et al., 2017).

Estructura y caracterización paleosísmica preliminar de la Falla de Teruel

La Falla de Teruel tiene dirección N-S y una longitud de 9,0 km. El bloque superior tiene una estructura en *rollover* con un basculamiento medio de 2°E, y un desplazamiento de ~250 m en la unidad carbonatada que corona la serie neógena (Páramo 2, ~3,6 Ma). El bloque inferior muestra parte del salto total acomodado por un monoclin al buzamiento de hasta 17° al este de Teruel. Los afloramientos de la falla presentan buzamientos de 60-80° W y movimiento normal casi puro (Simón et al., 2017). A partir de estos parámetros se infiere un salto neto total de ~270 m y una tasa neta de 0,075 mm/a.

A partir de las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y Pavlides y Caputo (2004) se estima una magnitud potencial M_w de 6,1 y 6,3 y saltos cosísmicos de 0,37 y 0,59 m (Simón et al., 2017). Esas estimaciones podrían incrementarse, no obstante, dada la posibilidad de una prolongación de la falla hacia el norte hasta alcanzar una longitud de 11 km (Peiro et al., 2017). Combinando esos saltos cosísmicos y la tasa de movimiento indicada, el periodo de recurrencia se situaría entre 4,9 ka y 17,1 ka.

Análisis de trincheras en el sector de Pitraque

En este sector la traza principal de la falla de Teruel se separa en varias ramas (Fig. 2a) de dirección NNE-SSW y buzamientos entre 52° y 84°W (Fig. 2a,b); junto con las demás y el pliegue monoclin al, produce un salto acumulado de ~190 m. En el Puntal de Pitraque hay un pequeño retazo de la Terraza Media (T2a) 8,2 m más alto que su equivalente en la plataforma situada al oeste, lo que implica un salto neto acumulado en las ramas M y N de 8,8 m. La edad OSL más reciente obtenida cerca del techo de la terraza es $46,5 \pm 3,2$ ka, lo que proporciona una tasa de $0,19 \pm 0,01$ mm/a. Ya que ese desplazamiento corresponde sólo a dos (M y N) de las cinco roturas sintéticas que afloran, la tasa real total sería probablemente mayor. En esta zona han sido estudiadas tres trincheras (Simón et al., 2017), dos de ellas (Pitraque 1 y Pitraque 2) para explorar la deformación asociada a la rama de falla M, y la tercera (Valdelobos) en una posible prolongación de la rama P bajo los sedimentos holocenos de la Rambla de Valdelobos.

Trinchera Pitraque 1

Esta trinchera muestra calizas y limos pliocenos (unidades R2 y P2) cubiertos en discordancia por gravas fluviales pleistocenas (unidades 1 a 5) y un regolito subactual (unidad 6) (Fig. 3a). Un monoclin suave afecta conjuntamente al Plioceno y al Pleistoceno, lo que sugiere que esencialmente se produjo tras la sedimentación de la unidad 5. R2 y P2 están cortadas por fallas normales (dominio 4 en Fig. 3a), casi del todo desconectadas de la fracturación que afecta al Pleistoceno suprayacente (dominios 1 y 2). Esta última, formada por diaclasas y dos amplias grietas de tracción abiertas y rellenas de carbonato (C1 y C2 en Fig. 3a), tiene una dirección NE-SW subparalela a la charnela del monoclin al y se concentra en su arco externo (celdas 9d y 10d en Fig. 3a), por lo que puede relacionarse genéticamente con el pliegue. Finalmente, el dominio 3 muestra pequeñas fallas, una de las cuales (F_7) produce un

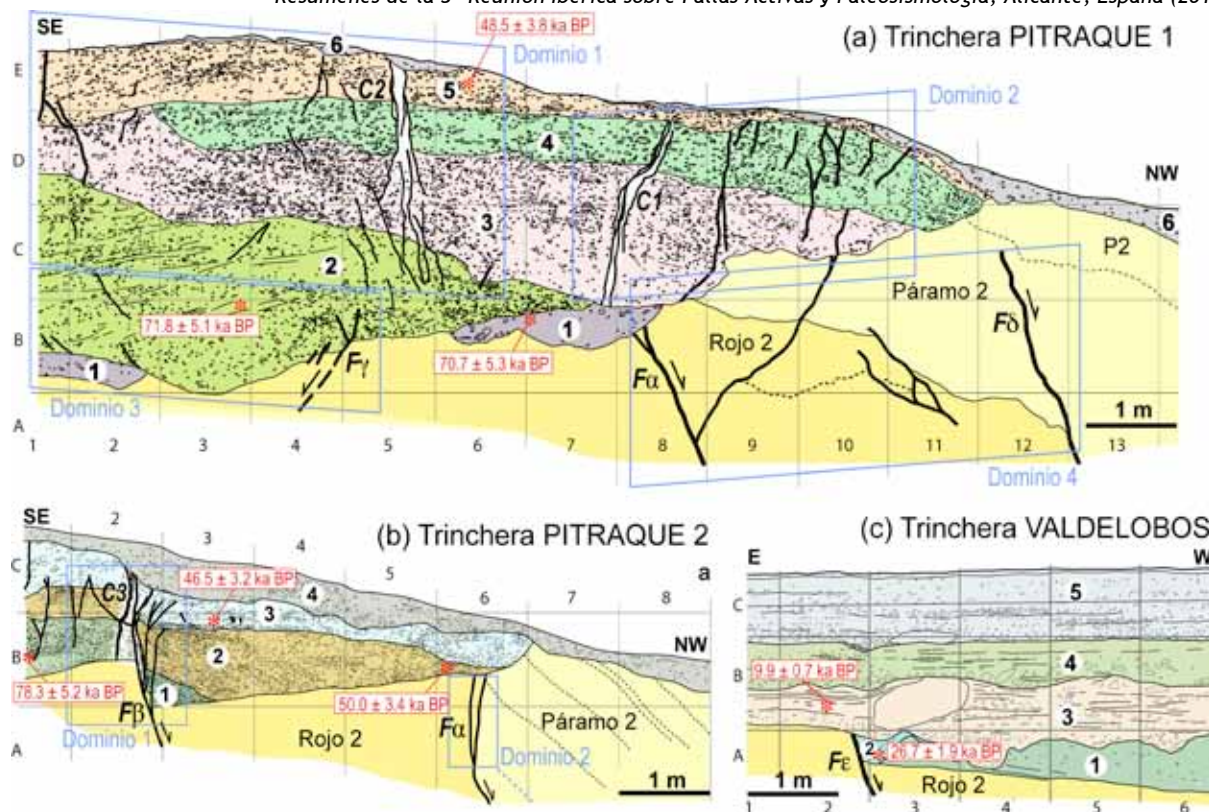


Figura 3. Logs de trincheras: (a) Pitraque 1, (b) Pitraque 2, (c) Valdelobos. R2: Rojo 2; P2: Páramo 2; 1, 2, 3, 4, 5, 6: unidades cuaternarias; gris: carbonato; asteriscos: dataciones OSL; F_{α} , F_{β} , F_{γ} , F_{δ} , F_{ϵ} : fallas. Modificado de Simón et al. (2017).
Figure 3. Trench logs: (a) Pitraque 1, (b) Pitraque 2, (c) Valdelobos. R2: Rojo 2; P2: Páramo 2; 1, 2, 3, 4, 5, 6: Quaternary units; grey: carbonates; asterisks: OSL dating points; F_{α} , F_{β} , F_{γ} , F_{δ} , F_{ϵ} : faults. Modified from Simón et al. (2017).

salto de 0,1 m en el contacto Plioceno/Pleistoceno. Se interpretan tres eventos paleosísmicos:

- **Evento(s) X_{P1}** . Ruptura de los materiales pliocenos por la falla F_{α} y otras en el dominio 1, previa a la unidad 1 pleistocena (pre $70,7 \pm 5,3$ ka BP).

- **Evento Y_{P1}** . Salto de 0,1 m de la falla F_{γ} en la base de la unidad 2. Predatado por la parte alta de la unidad 1 ($70,7 \pm 5,3$ ka BP) y postdatado por $71,8 \pm 5,1$ ka BP. Las barras de error de esas edades OSL lo acotan entre 76,0 y 66,7 ka BP.

- **Evento Z_{P1}** . Monoclinal de acomodación a una hipotética falla ciega subyacente y fracturación asociada, incluidas las grietas C1 y C2. La amplitud del monoclinal (diferencia de altura en la envolvente de la estratificación) permite estimar un salto neto de la falla $\geq 1,1$ m. Predatado por la edad más reciente ($48,5 \pm 3,8$ ka BP) y postdatado por el regolito.

Trinchera Pitraque 2

Aparecen dos fallas normales principales, F_{α} (la misma expuesta en la trinchera Pitraque 1) y F_{β} (Fig. 3b). F_{α} desplaza el Plioceno y es fosilizada por el Pleistoceno. F_{β} desplaza 0,5 m las unidades pleistocenas 1, 2 y 3, y se ramifica hacia arriba en varias *splay faults* en 'cola de caballo' (Granier, 1985), producto de la reactivación de un segmento original de F_{β} fosilizado por la unidad 3). Un grieta con carbonato (C3) corta fracturas asociadas a F_{β} y presenta un patrón cinemático (apertura de 2-3 cm ortogonal a sus paredes) coherente con la extensión tangencial inducida por el mismo monoclinal de la trinchera Pitraque 1. Se interpretan tres eventos:

- **Evento(s) X_{P2}** , probablemente un episodio múltiple. Movimiento de F_{β} previo a $78,3 \pm 5,2$ ka BP (unidad 1), y también de F_{α} , que en Pitraque 1 es anterior a $70,7 \pm 5,3$ ka BP.

- **Evento Y_{P2}** . Desplazamiento de 0,5 m en las unidades 1, 2 y 3 por F_{β} y *splay faults* asociadas. Predatado por la base de la unidad 3 ($46,5 \pm 3,1$ ka BP).

- **Evento Z_{P2}** . Apertura de la grieta C3, predatada por $46,5 \pm 3,1$ ka BP.

Trinchera Valdelobos

La falla F_{ϵ} corta el Neógeno y las unidades cuaternarias más bajas (1 y 2), y es fosilizada por la unidad 3, con un salto mínimo de 0,3 m. Se infiere un único **Evento Z_{VL}** acotado entre $26,7 \pm 1,9$ ka y $9,9 \pm 0,7$ ka BP.

Correlación de eventos

Admitimos convencionalmente que el Evento X en Pitraque 1 y Pitraque 2 es el mismo (Evento 0), aunque probablemente comprende varios episodios distintos previos a 73,1 ka BP (postdato absoluto teniendo en cuenta las barras de error de las edades OSL) (Fig. 4). Y_{P1} y Y_{P2} se interpretan como eventos diferentes: Evento 1, acotado entre 76,0 y 66,7 ka BP y con una edad central más probable de 70-71 ka BP, y Evento 2, post 49,6 ka BP. Z_{P1} y Z_{P2} se consideran un mismo Evento 3 post 49,6 ka BP), teniendo en cuenta su postdato OSL y el estilo y orientación de sus estructuras. Finalmente, el Evento Z_{VL} registrado en Valdelobos es el más reciente (Evento 4, acotado entre 28,6 y 9,2 ka BP).

Discusión y conclusiones

En las trincheras de Pitraque-Valdelobos queda registrada una sucesión de cuatro eventos intra-pleistocenos, acotada entre 76,0 ka y 9,2 ka BP, con un periodo de recurrencia medio de $15,2 \pm 1,5$ ka, pero con periodos intersísmicos individuales de duración desconocida. Los cuatro eventos acumulan un salto neto mínimo de 2 m en las ramas de falla M+P. El

salto cosísmico medio para ellos (0,5 m) y el periodo de recurrencia son coherentes con las correlaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y Pavlides y Caputo (2004). La tasa de movimiento global resultante es de $0,04 \pm 0,01$ mm/a (Fig. 4).

Esta sucesión paleosísmica sólo representa una parte del desplazamiento total acomodado en la zona de falla. Hay que recordar que el salto neto en las ramas M+N post-terrazza T2a es de 8,8 m, con una tasa de $0,19 \pm 0,01$ mm/a. Ello, unido a la pobre acotación temporal de los eventos, hace que la comparación con la historia paleosísmica de la falla de Concud sea muy difícil. A primera vista, la actividad en la de Teruel es menor: en un lapso de tiempo similar (74-76 ka; Fig. 4) se han registrado cuatro eventos con un salto medio de 0,5 m, frente a once eventos con una media de 1,9 m en aquella. Sin embargo, dado el carácter muy parcial del registro en Pitraque-Valdelobos, es más realista una comparación con el registro también parcial que Lafuente *et al.* (2014) obtienen para la rama sur de la Falla de Concud en el paraje de El Hocino. Allí se registraron cinco eventos que acumulan 3,9 m de desplazamiento, con un salto cosísmico medio de 0,8 m y una tasa de 0,05 mm/a, valores similares a los obtenidos aquí. Ello hace sospechar que la actividad en la falla de Teruel, sumando todas sus ramas, podría ser comparable a la de Concud.

Los desplazamientos cosísmicos inferidos en la Falla de Teruel apoyan su carácter de fuente sismogénica independiente de la de Concud. Sus valores (0,1 a 1,1 m; media = 0,5 m) son: (i) coherentes con los esperables para una falla de 9 km de longitud; (ii) significativamente menores que los registrados en la Falla de Concud (media = 1,9 m), y (iii) no consistentes con una hipotética falla única de Concud-Teruel, de 23 km de longitud.

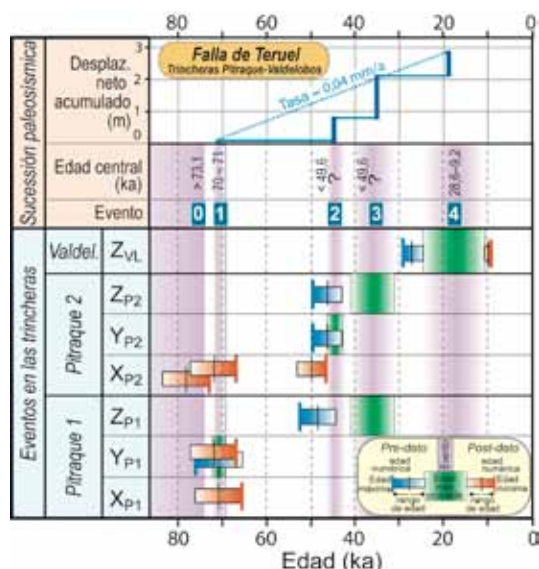


Figura 4. Esquema cronológico de los eventos registrados en las trincheras de Pitraque-Valdelobos. Modificado de Simón *et al.* (2017).

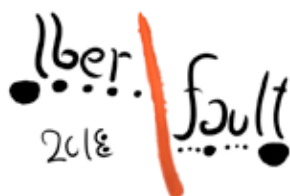
Figure 4. Timing of the Pitraque-Valdelobos events as interpreted from trenching. Modified from Simón *et al.* (2017).

Las implicaciones en la peligrosidad sísmica son significativas. Los terremotos mayores en una hipotética falla única tendrían mayor magnitud, aunque probablemente menor frecuencia, que en cada una por separado. En un escenario intermedio, en el que las fallas de Teruel y Concud se moviesen de forma independiente pero experimentando una interacción dinámica, el desplazamiento en una de ellas provocaría cambios de tensiones en su entorno que podría disparar el movimiento en la otra. Ello podría dar lugar a una cierta alternancia de eventos entre una y otra, así como una tendencia al acortamiento del ciclo sísmico en ambas.

Agradecimientos: Financiado por el Gobierno de Aragón y FEDER (grupo Geotransfer). Agradecemos las sugerencias del revisor, F. Martín, y de la editora.

Referencias bibliográficas

- Ezquerro, L. (2017). *El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 494 pp.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez-Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez-Elorza, M., Portero, J.M., Gabaldón, V. (1983). *Mapa Geológico Nacional 1:50.000, hoja 567 (Teruel)*. Instituto Geológico y Minero, Madrid.
- Granier, T., 1985. Origin, damping, and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, 721-737.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Lucha, P., Guerrero, J., Carbonel, D., Galve, J.P. (2012). A review on Quaternary tectonic and nontectonic faults in the central sector of the Iberian Chain, NE Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38, 145-160.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, Ó., Simón, J.L. (2011). Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Concud y Teruel (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24, 117-132.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó., Simón, J.L. (2014). Spatial and temporal variation of paleoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 632, 167-187.
- Pavlides, S., Caputo, R., 2004. Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, 380, 159-188.
- Peiro, A., Simón, J.L., Liesa, C.L. (2017). New evidence of recent fracturing at the relay zone between the Concud and Teruel faults (eastern Iberian Chain). *Geogaceta*, 62, 31-34.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A., 2016. Enhanced paleoseismic succession at the Concud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 80, 1967-1993.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A., 2017. Assessing interaction of active extensional faults from structural and paleoseismological analysis: The Teruel and Concud faults (eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 103, 100-119.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.



PALEOSISMICIDAD DE LA FALLA DE VALDECEBRO (CUENCA DE TERUEL, CORDILLERA IBÉRICA)

Paleoseismicity of the Valdecebro fault (Teruel basin, Iberian Chain)

J.L. Simón⁽¹⁾, C.L. Liesa⁽¹⁾, L. Arlegui⁽¹⁾, L. Ezquerro⁽¹⁾, A. Luzón⁽¹⁾ y A. Medialdea⁽²⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra - Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. jsimon@unizar.es, carluis@unizar.es, arlegui@unizar.es, lope@unizar.es, aluzon@unizar.es (2) Geographisches Institut, Universität zu Köln, Germany, amediald@uni-koeln.de

Resumen: En este trabajo se caracteriza la falla activa de Valdecebro a partir de la cartografía y el análisis de una trinchera en sedimentos aluviales del Pleistoceno Medio-Superior. La estructura es una zona de falla de dirección E-W y 5,2 km de longitud, que pone en contacto el Neógeno de la Cuenca de Teruel con el Jurásico de su margen; alguna de las superficies de rotura corta localmente un glacis procedente del escarpe. En la trinchera quedan registrados un mínimo de 6-7 eventos desde ~142 ka BP, que acumulan un desplazamiento neto total de 7,0 m con una tasa de 0,05 mm/a. El salto cosísmico medio y máximo en tal escenario (1,0 y 2,8 m) no son coherentes con la longitud de la falla (los modelos de correlación empírica les asignan valores de 0,1-0,3 y 0,7 m, respectivamente). Ello sugiere que algunos de los eventos identificados pueden ser múltiples, y que la historia paleosísmica podría incluir hasta 12 eventos con saltos cosísmicos en torno a 0,6 m.

Palabras clave: falla extensional, falla activa, glacis, Pleistoceno

Abstract: The active Valdecebro Fault is characterized from mapping and trench analysis in alluvial sediments of Middle-Late Pleistocene age. The structure is a E-W trending, 5.2-km long fault zone that separates the Neogene infill of the Teruel Basin and the Jurassic of its margin; some of the ruptures locally offset a pediment sourced at the fault scarp. A minimum of 6-7 events occurred since ~142 ka BP are recorded in the trench, accumulating a total net displacement of 7.0 m with a slip rate of 0.05 mm/a. In such scenario, the mean and maximum coseismic slips (1.0 and 2.8 m) are not consistent with the fault length (empirical correlation models provide estimations of 0.1-0.3 and 0.7 m, respectively). This suggests that some of the identified events are multiple, so that the paleoseismic history could include up to 12 events with coseismic slip values around 0.6 m.

Key words: extensional fault, active fault, pediment, Pleistocene

Introducción

La zona de falla de Valdecebro, situada en el sector central de la Cuenca de Teruel, muestra una dirección E-W que contrasta con el rumbo general N-S de la fosa (Fig. 1). Su extremo oeste está próximo a la zona de relevo entre las fallas Concud y Teruel, dando lugar a una 'unión triple' de estructuras extensionales coherente con el régimen de esfuerzos de extensión radial activo en la región durante el Plioceno Superior-Cuaternario (Arlegui *et al.*, 2005).

Los objetivos de este trabajo son: (1) evaluar la actividad reciente de la zona de falla de Valdecebro; (2) reconstruir su registro paleosísmico; (3) comparar su actividad con la de las fallas de Concud y Teruel. El estudio paleosismológico se ha centrado en una ruptura superficial que produce un escalón topográfico en la superficie de glacis al pie del escarpe de falla (paraje de Los Huesares). Ortogonal a ese escalón se excavó una trinchera que fue analizada siguiendo la metodología clásica en paleosismología (McCalpin, 1996), siendo las unidades sedimentarias datadas mediante Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL) en el Servicio de Radioisótopos de la Universidad de Sevilla.

Marco geológico

La Cordillera Ibérica centro-oriental está atravesada por grandes estructuras que acomodan la deformación extensional ligada al *rift* del surco de Valencia. La más importante es la cuenca de Teruel, de direc-

ción N-S a NNE-SSW (Fig. 1), una semifosa rellena de sedimentos aluviales y lacustres (unidades informales Rojo 1, Páramo 1, Rojo 2, Páramo 2 y Rojo 3; Godoy *et al.*, 1983) que abarcan desde el inicio del Vallesense hasta el inicio del Pleistoceno (Ezquerro, 2017). Los macizos que rodean la fosa están modelados por superficies de erosión neógenas. Entre ellas destaca la *Superficie de Erosión Fundamental* (SEF, Peña *et al.*, 1984), que forma amplias plataformas a alturas de 1250-1500 m y hacia el interior de la cuenca enlaza con el techo de la unidad Páramo 2 (3,5 Ma; Ezquerro, 2017). Durante el Cuaternario el relleno de la cuenca fue excavado por la red fluvial del Alfambra y Turia, que ha dejado cuatro niveles principales de terraza (Superior, Medio, Inferior y subactual), a los que se asocian niveles de glacis.

En el centro de la cuenca de Teruel aparecen, además de la de Valdecebro, otras fallas recientes. La más importante es la de Concud; desde mediados del Plioceno se mueve con una tasa media de 0,07-0,08 mm/a, que aumenta a 0,29 mm/a en los últimos 74 ka; en este último lapso ha registrado once paleosismos con un salto cosísmico medio de 1,9 m (Lafuente *et al.*, 2014; Simón *et al.*, 2016). Junto a ella está la falla de Teruel, con una tasa de 0,075 mm/a que sube a 0,19 mm/a en los últimos 46 ka. Otras dos fallas importantes son las de Tortajada, que limita por el W el bloque de Corbalán, y la de La Hita, que forma el borde E de la depresión de Valdecebro (Fig. 1), con tasas de 0,08 y 0,075 mm/a desde 3,5 Ma BP (Ezquerro, 2017).

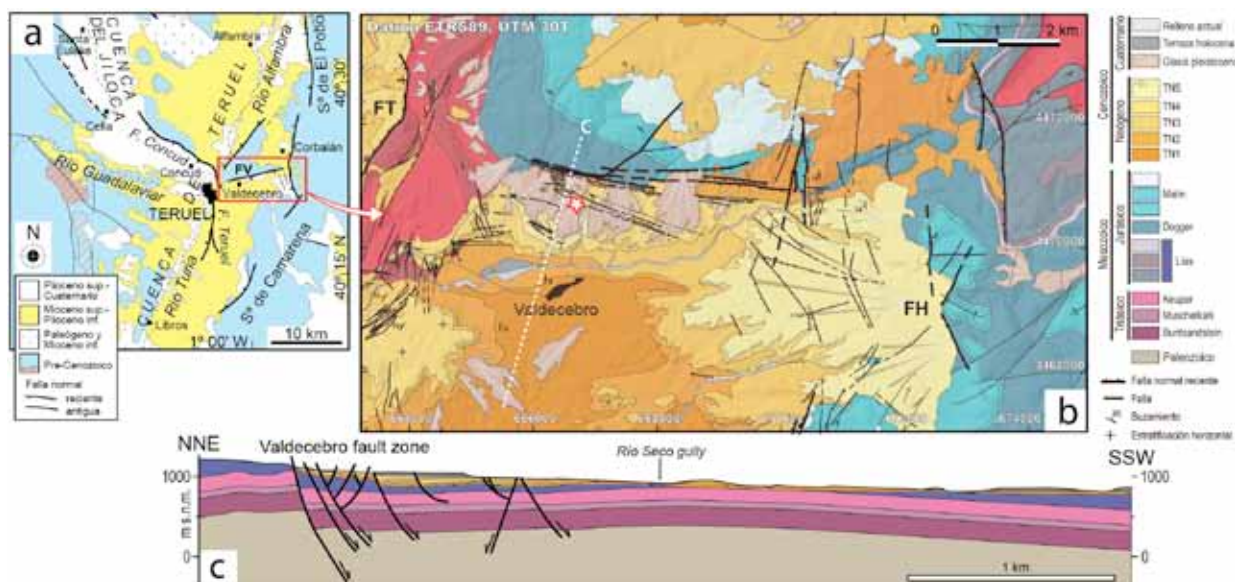


Figura 1: a) Situación de la falla de Valdecebro (FV). b) Mapa geológico de la zona; la estrella indica la situación de la trinchera de Los Huesares (FH–Falla de La Hita, FT–Falla de Tortajada). c) Corte geológico (ver situación en b).

Figure 1. a) Location of the Valdecebro fault (FV). b) Geological map; the star locates Los Huesares trench (FH–La Hita fault, FT–Tortajada fault). c) Cross section (location in b).

Estructura, morfotectónica y caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Valdecebro

La zona de falla de Valdecebro es una estructura de 5,2 km de longitud, formada por varias fallas normales de dirección E-W a ESE-WNW, tanto sintéticas como antitéticas respecto al escalón tectónico (Fig. 1b) y con movimiento normal casi puro. Los materiales neógenos del bloque hundido se hallan subhorizontales o suavemente basculados en *rollover* hacia el N. Las relaciones tecto-sedimentarias indican que la falla se activó en el tránsito Ruscinense-Villafranchense (Plioceno medio; límite megasecuencial B4 de Ezquerro, 2017; ~3,5 Ma).

Durante el Cuaternario continuó su desplazamiento, generando un escarpe de 50-100 m de altura del que desciende hacia el sur un piedemonte modelado en glacis. Éste no es tributario de la actual Rambla del Río Seco que drena axialmente la depresión, sino que su envolvente continúa hacia el sur, representando un sistema de drenaje pleistoceno hacia el Río Turia que posteriormente fue capturado por el Río Seco hacia el Alfambra. El salto vertical mínimo acumulado en 3,5 Ma se estima en 190 m, comparando la altitud de la SEF en el bloque levantado de Corbalán (1220 m) y la del techo del Páramo 2 en la depresión (1030 m). Asumiendo el buzamiento medio de la falla (~70° S) y un movimiento normal puro, resulta un salto neto de 205 m y una tasa de 0,06 mm/a.

Su longitud (5,2 km) permite estimar, mediante las correlaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), Stirling *et al.* (2002) y Pavlides y Caputo (2004), una magnitud sísmica potencial $M_w = 5,8-6,4$ y unos saltos cosísmicos máximos entre 0,1 y 0,7 m.

Análisis de la trinchera de Los Huesares

La trinchera se localiza 1,5 km al norte de la localidad de Valdecebro (Fig. 1b). Atraviesa ortogonalmente un escalón de 6,5 m de amplitud que la rama meridional de la zona de falla produce en el glacis pleistoceno (Fig. 2a, b). La traza de dicha rama se

reconoce en un barranco contiguo, poniendo en contacto lutitas de la unidad Rojo 3 en el bloque inferior con la cubierta de gravas aluviales del glacis, fuertemente engrosada (8 m), en el bloque superior.

En la trinchera quedaron expuestos sedimentos aluviales en los que pueden diferenciarse siete unidades (1 a 7 en Fig. 2c). Su cronología ha sido establecida mediante la datación por OSL de seis muestras de limo y arena fina (ver situación y edad BP en Fig. 2c), si bien una de ellas (VALNORTE) fue descartada por su falta de representatividad. La aparente inversión estratigráfica de las edades de VAL9A y VAL2C se subsana al tener en cuenta el error asociado a cada una de las dataciones, de manera que VAL9A podría situarse en $121,1 \pm 7,6 = 128,7$ ka BP, y VAL2C en $129,5 - 5,5 = 124,0$ ka BP. Sobre estas bases, y asumiendo tasas de acumulación constantes para facies similares, las edades BP más probables asignadas a la base de las unidades 1 a 6 son: 1) $>149,1 \pm 8,1$ ka; 2) ~142 ka; 3) ~137 ka; 4) ~130 ka; 5) ~125 ka; 6) entre 124 y 50 ka, adoptamos 95 ka. Las estructuras de deformación observadas se agrupan en tres sectores (A, B y C en Fig. 2c). Los sectores A y C incluyen las dos fallas mayores (ϕ and ϵ) responsables del escalón tectónico; el sector B es el bloque deformado intermedio. A continuación describimos las estructuras e interpretamos la sucesión paleosísmica aplicando el principio de parsimonia.

En el **sector A** la unidad 1 es cortada por la fractura ρ (columna 21 en Fig. 2), que es fosilizada por la base de 2 (*Evento A1* sin salto apreciable). La falla μ y el monoclin al asociado desplaza 0,6 m las unidades 2 y 3, y es fosilizada por 5 (columna 19; *Evento A2*). Las fracturas ω y θ , infiltradas por carbonato y cubiertas también por la unidad 5, podrían asociarse al mismo evento. La banda de fractura χ (columnas 17-18) se interpreta como una grieta de tracción producida por la refracción en el extremo extensional de una falla ciega sintética, que desplaza 0,3 m las bases de las unidades 2, 3 y 5 y se interrumpe un poco por encima de esta última (*Evento A3*, previo al de-

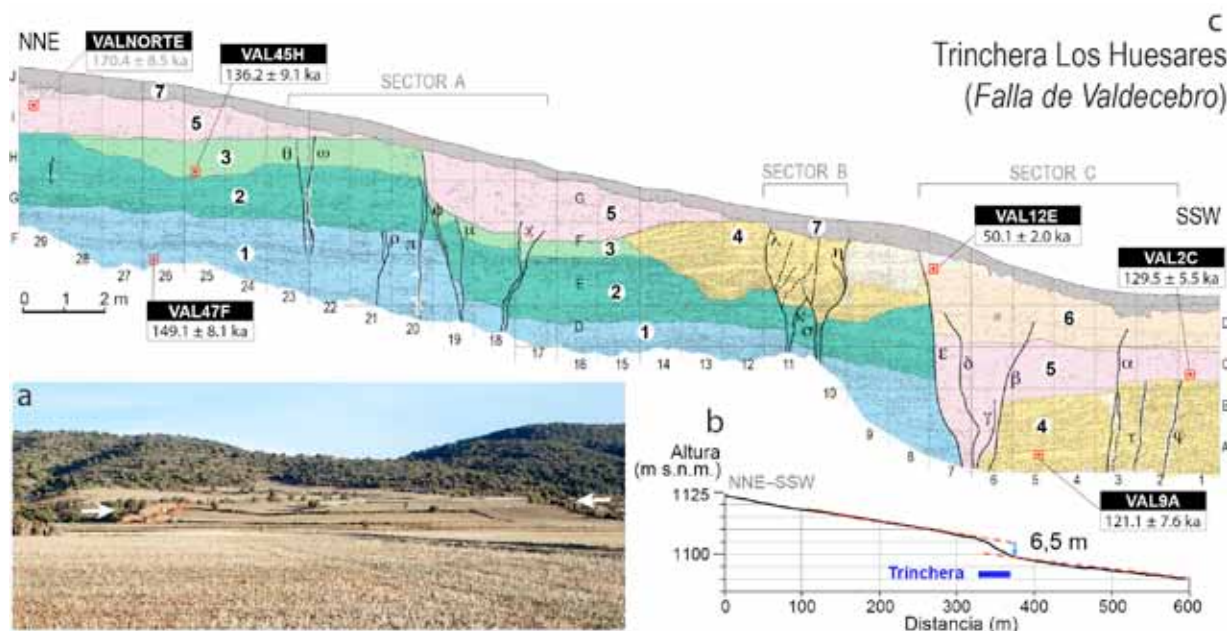


Figura 2. (a) Panorámica del escarpe de falla y del glacis pleistoceno. (b) Perfil topográfico que muestra el escalón en el que se excavó la trinchera (señalado con una flecha en a). (c) Corte detallado de la trinchera de Los Huesares. 1 a 7: unidades cuaternarias; gris: carbonato; asteriscos: dataciones OSL; α , β , γ ... fallas referidas en el texto.

Figure 2. (a) Panoramic view of the fault scarp and the Pleistocene pediment. (b) Topographic profile showing the anomalous step where the paleoseismological trench was dug (marked with an arrow in a). (c) Detailed log of Los Huesares trench. 1 to 7: Quaternary units; grey: carbonates; asterisks: OSL datings; α , β , γ ... faults referred in the main text.

pósito de la parte superior de la unidad 5, o bien posterior a ésta si se considera que su propagación no llegó a la superficie). Las fallas ϕ y π (columnas 19-20) producen un salto neto de 1,1 m en las unidades 2, 3 y 5 (*Evento A4*), con una cinemática y estilo de propagación que las diferencia de la banda χ .

En el **sector B** aparecen dos parejas de fallas sintéticas (λ y σ) y antitéticas (κ y η) que forman un estrecho graben con la apariencia de un doble embudo en el que ha colapsado grava no consolidada de la unidad 4. El salto neto entre los dos lados de la estructura es de 0,5 m, acumulado durante dos eventos ocurridos tras el depósito de la unidad 4: *Evento B1* (salto de 0,35 m en λ) y *Evento B2* (0,15 m en σ , que desplaza a κ).

En el **sector C**, las fracturas tensionales φ y τ rellenas de carbonato cortan a la unidad 4 y son fosilizadas por 5 (columna 2; *Evento C1*). La falla antitética β desplaza 1,3 m la base de la unidad 5 y sólo 0,1 m la base de 6 (celda 5D); ello supone un episodio sin-unidad 5 con un salto neto de 1,2 m, acompañado quizá también de un salto de $>0,4$ m en γ . Ambas fallas antitéticas representarían una acomodación frágil de tipo *rollover* ligada intrínsecamente a la falla ϵ , lo que implica un episodio de movimiento sin-unidad 5 en esta última, con salto $>1,2$ -1,6 m (*Evento C2*). La acción de ϵ , δ , γ y β habría creado un espacio de acomodación que habría permitido el engrosamiento local de la unidad 5. La falla α desplaza 0,2 m las bases de 5 y 6, y se propaga hasta un horizonte sedimentario dentro de 6 (H en Fig. 2c; columna 3), lo que permite definir un *Evento C3* sin-unidad 6. También las fallas β y δ desplazan 0,1-0,2 m la base de 6 y se cortan en el mismo horizonte H; ello permite atribuir al mismo Evento C3 ese último movimiento en ambas fallas, y muy probablemente también un salto de $>0,3$ m en la falla princi-

pal ϵ . En ésta continuó luego el desplazamiento durante y tras el depósito de la unidad 6, produciéndose un salto mínimo de 2,3 m en el horizonte H (*Evento C4*, que podría ser la suma de varios). El salto combinado de los eventos C3 y C4 equivale al salto total acumulado en la base de la unidad 6 ($\sim 3,0$ m).

La correlación entre los eventos parciales de los tres sectores, basada en el principio de parsimonia, está reflejada en la Tabla 1 y da lugar a una sucesión paleosísmica total de siete eventos (T-Z).

El desplazamiento neto acumulado en el transecto de la trinchera totaliza 7,0 m: 2,0 m en el sector A + 0,5 m en B + 4,5 m en C. El escalón vertical aparente en la superficie del glacis es de $\sim 6,5$ m. Esto supone que la superficie había sido modelada antes de que se produjese la mayor parte del desplazamiento en esta rama de la zona de falla. La diferencia entre ambos valores (0,5 m) representaría el desplazamiento previo al modelado del glacis, y es equivalente al deslizamiento cosísmico del Evento A2 (falla μ), previo a la unidad 5. Puede inferirse que la parte inferior de esta unidad constituía probablemente la cubierta sedimentaria del glacis en el momento en que su modelado quedó interrumpido.

Discusión y conclusiones

El modelo propuesto da seguramente una visión simplificada de la sucesión paleosísmica. Si comparamos sus saltos cosísmicos (Tabla 1) con los obtenidos por correlación empírica para una falla de 5,2 km (0,1 a 0,7 m), vemos que sólo tres de ellos (eventos U, W y Y) son coherentes con esa estimación, mientras que otros tres (V, X y Z) son mucho mayores (especialmente los 2,8 m de Z). Ello sugiere que cada uno de esos episodios 'mayores' puede representar realmente la suma de varios eventos. Tentativamente, el Evento V podría sepa-

Eventos en sectores			Evento correl.	Salto cosís. neto (m)	Edad relativa	Acotación de edad (ka)	Edad probable (ka)
A	B	C					
A1			T	0	Post 1 – pre 2	149,1 - 142	142
A2		C1	U	0,6	Post 4 – pre 5	130 - 125	126
		C2	V	1,5	Sin 5 inferior	Post 125	~120
A3			W	0,3	Sin? - post? 5	Post 125	~110
A4			X	1,1	Post 5	Post 125	~95
	B1	C3	Y	0,7	Sin 6	95 – 50,1	~80
	B2	C4	Z	2,8	Post 6	Post 50,1	~40
2,0	0,5	4,5		7,0	← Salto Total (m)		

Tabla 1. Cuadro de correlación de eventos.

Table 1. Correlation of events.

rarse en dos (V y V') con saltos de 0,7-0,8 m; el Evento X, en X y X', con saltos de 0,5-0,6 m, y el Evento Z, en cuatro (Z, Z', Z'' y Z'''), con saltos en torno a 0,7 m y todos ellos posteriores a ~80 ka BP pero no necesariamente a 50,1 ka BP.

En consecuencia, según consideremos un modelo restrictivo, basado en el principio de parsimonia, o un modelo más acorde con los saltos cosísmicos esperables según el tamaño de la falla, tenemos dos alternativas para la sucesión paleosísmica (Fig. 3): (a) modelo con siete eventos (T a Z), con un desplazamiento promedio de 1,0 m, y un periodo de recurrencia de 15,3-23,7 ka; (b) modelo con doce eventos (incluyendo V', X', Z', Z'', Z'''), con 0,58 m y 8,4-12,9 ka. En ambos casos, la tasa local de desplazamiento para la rama de falla analizada se situaría entre 0,05 mm/a (considerando el intervalo total desde 142 ka BP hasta el presente) y 0,07 mm/a (considerando que el evento más reciente ocurrió poco después de la última edad OSL registrada, ~50 ka BP).

Esta tasa obtenida para el intervalo post-142 ka coincide con la promediada para todo el periodo de actividad de la zona de falla (post-3,5 Ma, 0,06 mm/a). Si bien es cierto que corresponde sólo al movimiento de su rama sur, en ninguna otra hemos encontrado evidencias significativas de actividad coetánea o posterior al desarrollo del glacis pleistoceno. Interpretamos que en este periodo más reciente casi toda la actividad se ha concentrado en dicha rama y, por tanto, los resultados obtenidos son representativos del conjunto de la estructura. La falla de Valdecebro contrasta en ese sentido con las de Concud y Teruel, donde la actividad registrada en ramas individuales arroja tasas similares a la nuestra (0,05 mm/a y $0,04 \pm 0,01$ mm/a, respectivamente; Lafuente *et al.*, 2014; Simón *et al.*, 2017), pero sólo representa una parte del total de su actividad (tasas globales de 0,29 y 0,19 mm/a, respectivamente).

La diferencia en la tasa de actividad reciente de estas tres fallas vecinas es coherente con su contexto tectónico. Así, dentro del campo de esfuerzo/deformación en el que se activan, las fallas NW-SE a N-S de Concud y Teruel y la falla E-W de Valdecebro acomodan conjuntamente la extensión multidireccional de la corteza, pero la dirección de extensión dominante ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005), subortogonal a las dos primeras, favorece que éstas se muevan con una tasa mayor.

Agradecimientos: Investigación financiada por el Gobierno de Aragón y FEDER (grupo Geotransfer). A. García

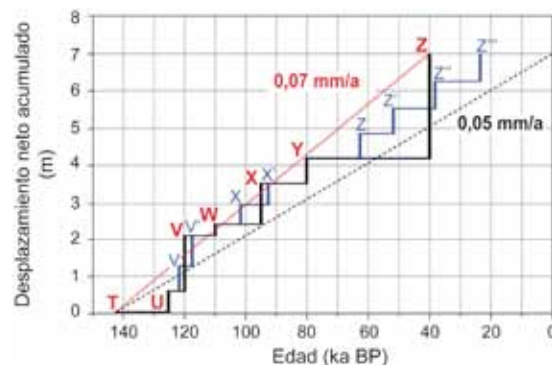


Figura 3. Historia de desplazamiento según el modelo basado en el principio de parsimonia (línea gruesa negra), y en un escenario con valores de saltos cosísmicos más realistas coherentes con el tamaño de la falla (línea azul).

Figure 3. Displacement history according to the parsimony-based model (thick black line), and within a scenario of more realistic values of coseismic displacement consistent with fault size (blue line).

y D. Zarazaga colaboraron en el trabajo de campo. Agradecemos las sugerencias del revisor, A.M. Casas.

Referencias bibliográficas

- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. & Orife, T. (2005). Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.*, 27, 693-705.
- Ezquerro, L. (2017). *El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 494 pp.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez-Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez-Elorza, M., Portero, J.M. & Gabaldón, V. (1983). *Mapa Geológico Nacional 1:50.000, hoja 567 (Teruel)*. Instituto Geológico y Minero, Madrid.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. & Simón, J.L. (2014). Spatial and temporal variation of paleoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 632, 167-187.
- McCalpin, J.P. (1996) *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 588 pp.
- Pavides, S. & Caputo, R. (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, 380, 159-188.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. & Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. & Luzón, A. (2016). Enhanced paleoseismic succession at the Concud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 80, 1967-1993.
- Simón, J. L., Arlegui, L. E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C. L. & Luzón, A. (2017). Assessing interaction of active extensional faults from structural and paleoseismological analysis: The Teruel and Concud faults (eastern Spain). *J. Struct. Geol.*, 103, 100-119.
- Stirling, M., Rhoades, D. & Berryman, K. (2002). Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(2), 812-830.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.



SESIÓN 2

FALLAS ACTIVAS CUATERNARIAS EN ÁREAS MARINAS



INDENTACIÓN TECTÓNICA EN LA ZONA CENTRAL DEL MAR DE ALBORÁN

Tectonic indentation in the central Alboran Sea

F. Estrada (1), J. Galindo-Zaldívar (2, 3), J.M. González-Vida (4), J. T. Vázquez (5), G. Ercilla (1), E. d'Acremont (6), B. Alonso (1) y C. Gorini (6)

(1) Institut de Ciències del Mar, ICM-CSIC, Barcelona 08003, Spain. festrada@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es, belen@icm.csic.es

(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC- UGR, Granada 18071, Spain. jgalindo@ugr.es

(3) Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada 18071, Spain.

(4) Departamento de Matemática Aplicada, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, Spain

(5) Instituto Español de Oceanografía, 29640, Fuengirola, Spain. juantomas.vazquez@ieo.es

(6) Sorbonne Universités, UPMC Université Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France. elia.dacremont@upmc.fr, christian.gorini@upmc.fr

Resumen: El Mar de Alborán, desde finales del Mioceno, ha estado bajo un régimen de deformación consecuencia de la colisión entre las placas Eurasiática y Africana. Como consecuencia se formó un sistema de fallas conjugadas NNE-SSO y ONO-ESE con un ángulo de 75°. Estas fallas se desarrollan alrededor del extremo norte de un bloque rígido de la placa africana y son el origen de la mayoría de la sismicidad de esa zona. Hacia el norte, el desplazamiento transcurrente de estas fallas decrece pasando a una cinemática de falla normal en sus estribaciones, al mismo tiempo se desarrollan fallas normales NNO-SSE y fallas transcurrentes e inversas en menor medida. El desarrollo de la Dorsal de Alborán, un antiforame de dirección ENE-OSO, por encima de un nivel de despegue se debió a la naturaleza estratificada de la corteza. Estas estructuras, consistentes con una tectónica de indentación, indican una compresión máxima N164°E y la zona de mayor riesgo sísmico y tsunamigénico. Se presenta un modelo numérico de simulación tsunamigénica (Tsunami-HySEA) ligada a la Falla de Averroes.

Palabras clave: Tectónica de indentación, Mar de Alborán, colisión África-Eurasia.

Abstract: The Alboran Sea, since the end of the Miocene, has been under a deformation regime resulting from the collision between the Eurasian and African plates. Consequently, a system of conjugate faults NNE-SSW and WNW-ESE with an angle of 75° was formed. These faults develop around the northern end of a rigid block spur of the African plate and are the origin of most of the seismicity of that area. Northward, the transcurrent displacement of these faults decreases becoming normal close to the tip point, while normal NNW-SSE and sparse ENE-WSW reverse to transcurrent faults are developed. The uplifting of the Alboran Ridge, an ENE-WSW antiform, above a detachment level was due to the stratified nature of the crust. These structures, consistent with an indentation tectonics, indicate a maximum compression N164°E and the area of highest seismic and also tsunami hazards. A numerical model of tsunami propagation (Tsunami-HySEA) triggered by the Averroes fault is presented.

Key words: indenter tectonics, Alborán Sea, Africa-Eurasia collision.

INTRODUCCIÓN

El estilo de deformación de los cinturones montañosos en un contexto de convergencia de placas tectónicas depende del comportamiento reológico de la litosfera (Pysklywec et al., 2002; Willett et al., 2003; Moore et al., 2005). El Mar de Alborán es un ejemplo natural de un estadio inicial de colisión entre las placas euroasiática y africana (Carminati et al., 2012). Desde finales del Tortonense predomina un régimen compresivo que ha producido un levantamiento del relieve que configura la morfología actual (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Las heterogeneidades reológicas de la litosfera han producido una reciente y activa deformación con una distribución heterogénea, y ha favorecido una tectónica de indentación y de escape (Chalouan et al., 2006; Chabli et al., 2014). Esta región se ve afectada por una sismicidad generalizada (Bufoen et al., 1995).

El objetivo de esta contribución es el análisis de la deformación tectónica reciente y activa de la zona central del Mar de Alborán en el contexto del movimiento relativo entre las placas africana y euroasiática. El estudio de la relación y distribución

de fallas y pliegues con las principales estructuras corticales permite proponer un nuevo modelo de convergencia caracterizado por una tectónica de indentación en un estadio inicial de colisión. Asimismo, se presenta una simulación numérica de un hipotético tsunami generado por una de las fallas.

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PRINCIPALES

El análisis de datos batimétricos y de perfiles sísmicos indica que desde finales del Mioceno la zona central de Alborán ha sido deformada por fallas y pliegues (Fig. 1). Las fallas se distribuyen en dos familias principales conjugadas de dirección N130°E dextras (sistema dominante) y N25°E sinistras (conjugado secundario), que forman un ángulo de 75°. El carácter transcurrente de estas estructuras es inferido por el buzamiento prácticamente vertical, por el desplazamiento de elementos morfológicos y por los mecanismos focales de los terremotos (Gràcia et al., 2006; Stich et al., 2010). También se han identificado fallas normales de orientación variable entre N130°E y N170°E buzando hacia el noreste y suroeste que afectan a sedimentos recientes llegando en algunos casos a deformar al fondo

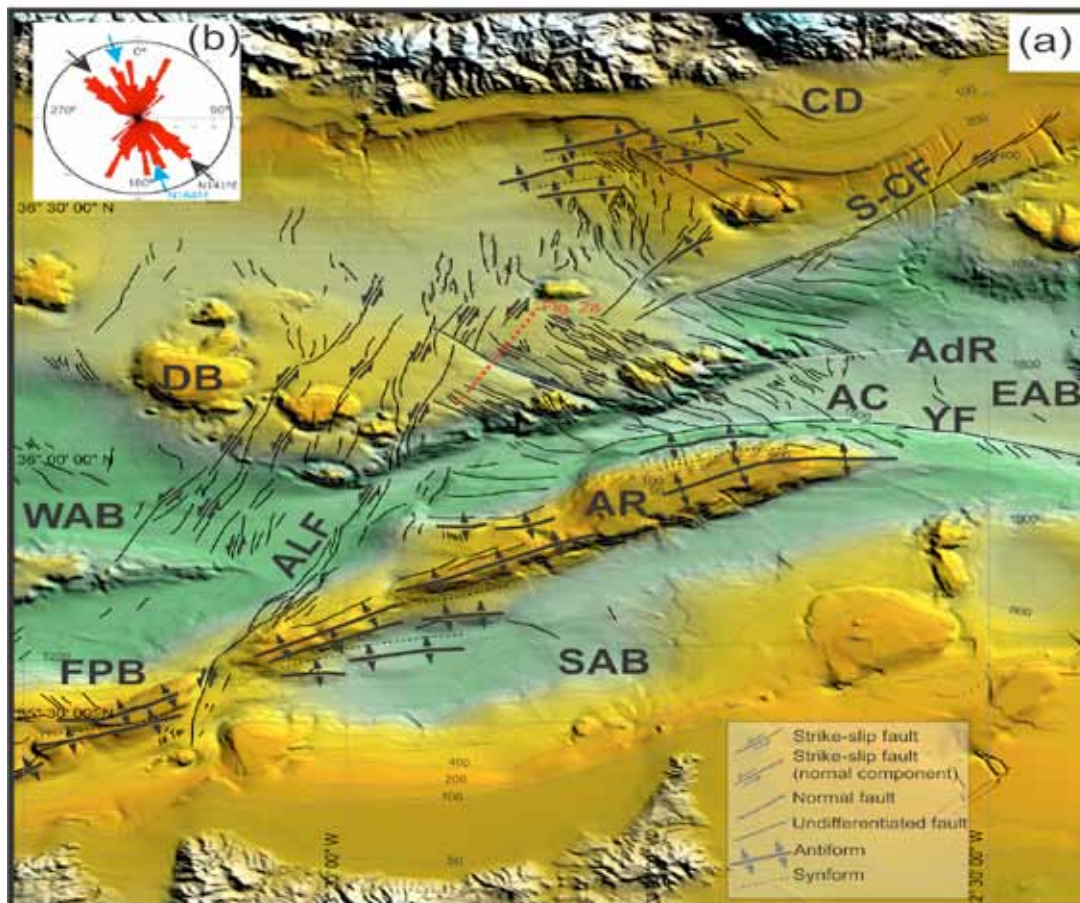


Figura 1. Principales características tectónicas de la cuenca central de Alborán. (a) Mapa tectónico detallado. AC, canal de Alborán. AdR, Dorsal de Adra. ALF, falla de Al-Idrisi. AR, Dorsal de Alborán. CD, El campo de Dalías. DB, Namco de Djibouti. FPB, Banco de Francesc Pagès. S-CF, falla de la Serrata-Carboneras. YF, Falla de Yusuf. WAB, cuenca occidental de Alborán. EAB, cuenca oriental de Alborán. SAB, cuenca sur de Alborán. (b) Orientación del conjunto de fallas. La flecha azul indica la convergencia antigua y la negra la convergencia actual.

Figure 1. Main tectonic features of the central Alboran Basin (a) Detailed tectonic map. AC, Alboran Channel. AdR, Adra Ridge. ALF, Al-Idrisi Fault. AR, Alboran Ridge. CD, El campo de Dalías. DB, Djibouti Bank. FPB, Francesc Pagès Bank. S-CF, Serrata-Carboneras Fault. YF, Yusuf Fault. WAB, Western Alboran Basin. EAB, Eastern Alboran Basin. SAB, Southern Alboran Basin. (b) Fault set orientation. Blue arrow indicates paleo-plate convergence and black present-day convergence.

marino. Otras fallas de dirección ENE-OSO están representadas por estructuras principales como la falla de la Serrata-Carboneras (Gracia et al., 2006) y la Dorsal de Alborán.

La distribución de los sistemas de fallas indica la existencia de dos zonas de falla que rodean un espolón de basamento rígido adosado al margen africano. La zona de fallas sinistras NNE-SSO, incluyendo la falla de Al-Idrisi, alcanzan longitudes de hasta 30 km, mientras que el límite este está formado por un conjunto de fallas NO-SE dexas como la zona de falla de Yusuf (120 km) y otras fallas de hasta 40 km. La Dorsal de Alborán se corresponde principalmente con un antiforame elongado de dirección ENE-OSO vergente hacia el sur. Esta estructura, con una longitud de 120 km, cruza la parte norte del espolón de basamento. En su extremo oriental está afectado por la falla de Al-Idrisi, produciendo un desplazamiento sinistro con respecto al Banco de Francesc Pagès.

En la zona del Canal de Alborán y al norte de la Dorsal de Alborán las dos familias de fallas se cortan entre sí, sugiriendo un desarrollo simultáneo. La falla NO-SE de Averroes es representativa del comportamiento de la mayoría de estas fallas (Fig.

2); su componente en dirección, bien representada en los desplazamientos observados en el margen norte del Canal de Alborán, decrece hacia el norte llegando a ser normal en el segmento final de la falla, donde presenta un carácter potencial de fuente tsunamigénica. Los resultados del modelo numérico, obtenido mediante el modelo Tsunami-HySEA (Macías et al., 2016), muestran las áreas de influencia de las ondas generadas y las direcciones de propagación (Fig. 3). La escala de amplitudes máximas obtenidas en las simulaciones realizadas confirma el carácter tsunamigénico de este evento, con amplitudes de onda que llegan a alcanzar los 50 cm. Se forman dos ramas, una hacia el noroeste que termina afectando mayormente a las costas del litoral malagueño y la otra, más importante, con dirección noreste que afectaría a zonas del litoral almeriense.

Hacia el norte, en el margen ibérico cerca de El Campo de Dalías, se desarrollan un conjunto de fallas normales N130° a N170° con buzamientos hacia el este y oeste que llegan a afectar la costa, donde se desarrollan pliegues ENE-OSO con actividad progresiva desde finales del Mioceno (Pedrerá et al., 2015).

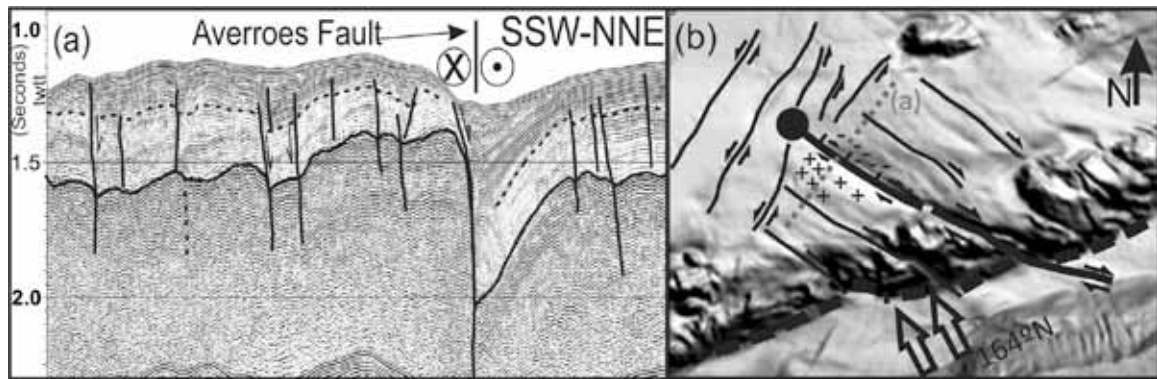


Figura 2. Perfil sísmico de la falla transcurrente de Averroes en la zona central de la Cuenca de Alborán. (a) Su extremo norte se caracteriza por presentar una componente normal. (b) Esquema tectónico de la falla de Averroes y ubicación del perfil (nótese el vector de paleoesfuerzo 164°N); los signos positivos y negativos respectivamente representan áreas elevadas y hundidas. La línea negra representa la base del Plioceno, y la línea discontinua la base del Cuaternario. Escala vertical en segundos (tiempo doble) y horizontal en kilómetros. Localización en la Figura 1.

Figure 2. Seismic profile showing the Averroes strike-slip fault in the central zone of the Alboran Basin. (a) Its northern end is characterized by a remarkable normal component. (b) Tectonic sketch of the Averroes fault and profile location (note the 164°N paleostress vector); positive and negative signs respectively represent uplifted and sunken areas. Black line represents the base of Pliocene, and dashed line the base of Quaternary. Vertical scale in seconds (two way travel time) and horizontal in kilometers. Location in Fig. 1.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La deformación en el límite de placas euroasiático-africano se concentra en la zona central y septentrional del Mar de Alborán donde la corteza continental es delgada y, por tanto, fácilmente deformable. La presencia de un cuerpo rígido elongado ENE-OSO en el Canal de Alborán y el carácter rígido y resistente a la deformación del espolón de basamento adosado al margen africano, constituyen heterogeneidades litosféricas heredadas que favorecen un comportamiento heterogéneo.

La deformación se propagó desde el basamento sur de Alborán hacia la corteza continental adelgazada al norte, donde se concentran la mayor parte de estructuras tectónicas. Los dos conjuntos de fallas conjugadas, ONO-ESE dexas (incluyendo la Falla de Yusuf) y NNE-SSO sinistras (incluyendo la zona de falla de Al-Idrisi), se distribuyen de forma aproximadamente simétrica en dos zonas de falla que reflejan los límites del espolón del basamento del margen africano.

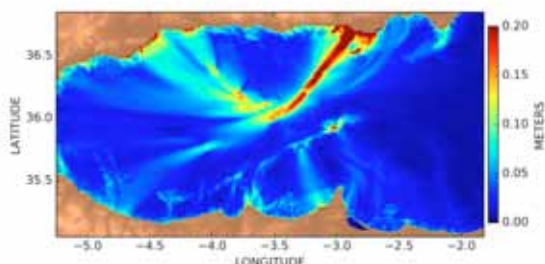


Figura 3. Mapa de propagación y máximas alturas de ola del tsunami generado por la falla de Averroes.

Figure 3. Map of the propagation and maximal water heights reached by the tsunami triggered by the Averroes Fault.

El contexto de tectónica de indentación se fundamenta en varias observaciones: i) el desarrollo simultáneo de dos conjuntos de fallas que se cortan entre sí; ii) disminución del salto en dirección hacia el norte llegando a ser normal en algunos casos (falla de Averroes) y iii) la presencia de fallas normales NNO-SSE de corta distancia e irregulares al norte

del Mar de Alborán. Estas observaciones sugieren que tanto la cuenca Este como la Oeste de Alborán podrían considerarse como límites no confinados, con una arquitectura de fallas distinta del modelo asimétrico descrito para la colisión del Himalaya, confinado solo por un lado (Tapponier et al., 1982). Además, el ángulo de 75° que forma el sistema conjugado de fallas excede los 60° típicos del modelo de Anderson (1942) y por el contrario se ajusta al modelo de indentación tectónica (Tapponier et al., 1982; Bold, 1988). La presencia de la Dorsal de Alborán, un antiformal aislado que afecta la parte frontal del margen africano incluido el espolón de basamento, probablemente se vio favorecida por el desarrollo de niveles de despegue relativamente poco profundos que se formaron durante la colisión de una corteza mecánicamente estratificada. Los niveles de despegue habrían separado la cobertera sedimentaria y volcánica plegada de un basamento metamórfico.

La región NE, cerca de Campo de Dalías, también está deformada por pliegues que sugieren la presencia de estructuras de despegue similares (Pedraza et al., 2015). En el Canal de Alborán y el norte del mar de Alborán, la corteza delgada presenta intrusiones de edificios ígneos que probablemente favorecieron el desarrollo de fallas transcurrentes conjugadas. Estos sectores evidencian cómo el comportamiento diferente de la corteza continental está determinado por las anisotropías intracorticales y del basamento/cobertera sedimentaria. La tectónica de la indentación es por tanto responsable del relieve heterogéneo de la zona central del Mar de Alborán que separa la cuenca oeste de Alborán de la este.

La determinación de los paleoesfuerzos teniendo en cuenta los sistemas de fallas conjugadas y los pliegues, como el gran antiformal de la Dorsal de Alborán, indica una dirección de compresión $\text{N}165^{\circ}\text{E}$ y una extensión ortogonal que contrasta con la dirección media de convergencia actual $\text{N}141^{\circ}\text{E}$ predicha por el modelo Geodvel en base a datos de GPS (Argus et al., 2010). Este estudio pone de manifiesto que las estructuras tectónicas recientes de la zona central del Mar de Alborán se formaron en

un campo de esfuerzos inicial y continúan activas en la actualidad a pesar de una rotación reciente de 30° en sentido antihorario de los ejes de esfuerzo (Calais et al., 2003).

En resumen, la zona central del Mar de Alborán es una región en las etapas iniciales de colisión continental entre las cortezas euroasiática y africana, ambas de flotabilidad similar, y deformadas por una tectónica de indentación lateralmente no confinada. Las estructuras de indentación serían las deformaciones principales que acomodarían el movimiento relativo de las placas en la zona central del Mar de Alborán, y ponen en evidencia una zona con una elevada peligrosidad sísmica y tsunamigénica.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos DAMAGE (AEI/FEDER CGL2016-80687-R) y FAUCES (CTM2015-65461-C2-1-R).

Referencias bibliográficas

- Anderson, E. M., (1942). *The Dynamics of Faulting* 1st ed., 206, Ed. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Argus, D.F., Gordon, R. G., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., Peltier, W. R., and Owen, S. E., (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of the Earth's centre from space geodesy. *Geophys. J. Anderson Int.*, 18, 1-48.
- Buform, E., Sanz de Galdeano, C., and Udías, A., (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Calais, E., DeMets, C. and Nocquet, J.M., (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 81-92.
- Carminati, E., Lustrino, M., and Doglioni, C., (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Chabli, A., Chalouan, A., Akil, M., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A. C., Marín-Lechado, C. and Pedrera, A., (2014). Plio-Quaternary paleostresses in the Atlantic passive margin of the Moroccan Meseta: Influence of the Central Rif escape tectonics related to Eurasian-African plate convergence. *Journal of Geodynamics*, 77, 123-134.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Akil, V., Marín, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlof, M., Ahmamou, M. and Gourari, L., (2006). Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). *Geological Society, London, Special Publications* 2006, 262, 101-118.
- Davy, P., and Cobbold, P. R. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 14, 129-141.
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, M., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., D'Acremont, E., Gorini, C., Palomino, D., Valencia, J., El Moumni, B., Ammar, A. (2016) Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: An example from the Alboran Sea. *Marine Geology*, 378, 157-170.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Massana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M. and Dañobeitia, J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Macías, J., Castro, M. J., Ortega, S., Escalante, C., González-Vida, J. M. (2016). NTHMP benchmarking of Tsunami-HySEA model for propagation and inundation. In the 2011 *NTHMP model benchmarking workshop*. Report submitted to the MMS of the NTHMP.
- Moore, V. M., Vendeville, B. C., and Wiltshko, D. V. (2005). Effects of buoyancy and mechanical layering on collisional deformation of continental lithosphere: Results from physical modeling. *Tectonophysics*, 403, 193-222.
- Pysklywec, R. N., Beaumont, C., and Fullsack, P. (2002). Lithospheric deformation during the early stages of continental collision: Numerical experiments and comparison with South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107 (B7).
- Sanz de Galdeano, C. S., and Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190.
- Stich, D., Martín, R., Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.
- Tapponier, P., Peltzer, A., Le Dain, Y., and Armijo, R. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.
- Willet, S., Beaumont, C., and Fullsack, P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371-374.



NEW INSIGHTS OF THE IBERIAN-AFRICAN PLATE BOUNDARY ALONG THE ALBORAN BASIN (WESTERN MEDITERRANEAN) BASED ON DEEP SEISMIC IMAGES.

***Una nueva visión del límite entre las placas Iberia y África en
la Cuenca de Alborán (Mediterráneo Occidental) basada en
imágenes de sísmica profunda.***

Laura Gómez de la Peña (1, 2), César R. Ranero (3), Eulàlia Gràcia (1), Hector Perea (1, 4), Guillermo Booth-Rea (5), Jose Miguel Azañón (5), Ingo Grevemeyer (2) and Heidrun Kopp (2)

- (1) Barcelona Center for Subsurface Imaging, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Barcelona, Spain.
(2) GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Germany (lgomez@geomar.de).
(3) ICREA at Institut de Ciències del Mar, CSIC, Barcelona, Spain.
(4) GRD, Scripps Institution of Oceanography - University of California San Diego, La Jolla, United States.
(5) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC - Universidad de Granada, Granada, Spain.

Abstract: Although several geodetic studies reveal motion across the Alboran Basin, the low seismicity derived of the slowness of the structures has put the seismic and tsunamigenic potential of the faults on a second order problem. Due to the recent earthquakes recorded in the region (e.g. January 2016 Mw= 6.4), with magnitudes high enough to cause considerable damage in the nearby cities and to be felt in all the coastal cities surrounding the basin, this concept is rapidly changing. Moreover, despite the low slip rate estimated for the faults at this region, their seismic potential resides on their large dimensions. Most of them coincide with crustal scale boundaries, are well oriented to the present-day stress regime and show a seafloor morphological expression that points out to their present (upper Quaternary) activity. Considering that the location of these faults seems to be controlled by the lithospheric configuration of the basin, a suitable characterization to the crustal domain is fundamental to define these tectonic boundaries and to estimate its seismic and associated tsunamigenic hazard. Within this study we propose to identify the active tectonic structures and to estimate their seismogenic potential by advancing in the deep structure characterization.

Key words: active tectonics, deep structure, slip estimation, seismogenic potential

Resumen: Aunque los estudios geodésicos revelan movimiento en la cuenca de Alborán, la baja sismicidad registrada ha puesto el potencial sísmico y tsunamigénico de estas estructuras en un segundo plano. Debido a los recientes terremotos registrados en la zona (ej. enero 2016, Mw=6.4), con magnitud suficiente para afectar a las ciudades costeras adyacentes y causar daños, este concepto está cambiando. A pesar de la baja sismicidad registrada instrumentalmente, causada por la baja velocidad en el movimiento de estas fallas, el potencial sísmico de estas estructuras reside en sus grandes dimensiones. Muchas de estas fallas actúan como límites a escala cortical, bien orientadas en el sistema de esfuerzos actual y por lo tanto, activas. Su localización parece estar controlada por la configuración litosférica de la zona, por lo que una correcta caracterización de la estructura profunda es fundamental para definir estas fallas de grandes dimensiones y su potencial sísmico asociado.

Palabras clave: tectónica activa, estructura profunda, estimación del desplazamiento, potencial sísmico.

The Alboran Basin (Western Mediterranean) (Fig. 1) hosts the plate boundary between the Iberian and African tectonic plates. Here, the deformation is distributed over a wide zone in which few well-defined tectonic structures are accommodating the convergence between these two plates. Due to the long recurrence interval of the active faults (estimated in more than 1000 years for onland faults, Gràcia et al., 2006), these structures have been usually ignored in the seismic hazard assessment. However, kinematic modelling shows relative displacements along the basin (Koulali et al., 2011). The occurrence of recent earthquakes with large magnitude (e.g. January 2016, Mw=6.4, Al-Idrissi Fault), implies that these faults may suppose a risk for the adjacent coastal areas.

The extensional processes that led to the Alboran Basin formation took place from the Early to the Late

Miocene, led by slab roll-back and slab tearing on the Gibraltar Arc subduction system (Wortel and Spackman, 2000). Afterwards, during the Plio-Quaternary, the basin has been deformed due to the convergence between the Iberia and Africa plates, producing the contractive reorganization of some structures at the basin. However, the expected inversion is not affecting the entire basin. Tectonic activity is instead focused on a few first order faults (e.g. Alboran Ridge, Yusuf, Al-Idrissi and Carboneras faults), in which location seems to be conditioned by the lithospheric structure inherited from the basin opening, considering that they are engendered at the edges between different crustal domains (Gómez de la Peña et al., submitted). Thus, an accurate characterization of the crustal domains of the Alboran Basin and the transition between them is key to improve our understanding of the seismogenic potential of the faults in this complex area.

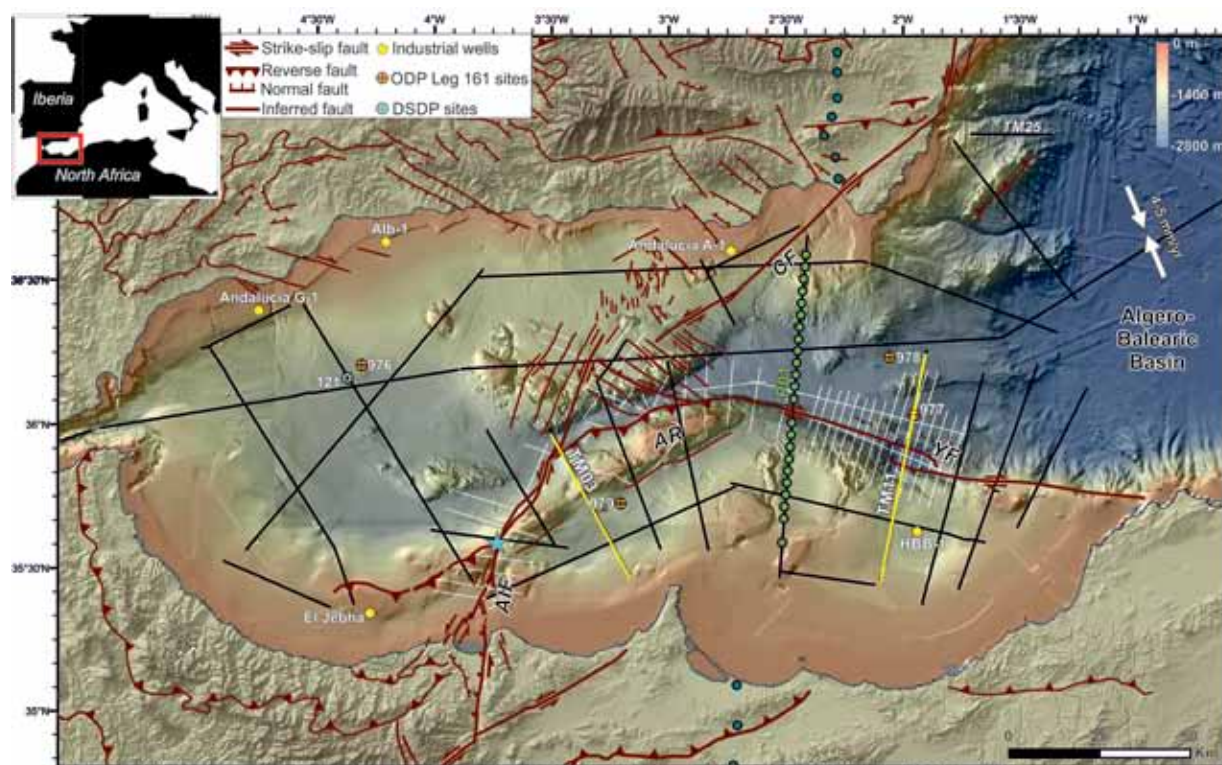


Figure 1: Regional bathymetric map of the Alboran (IMPULS-06, EVENT-10, TOPOMED-11, SHAKE-15 and IDRISI-16 marine cruises (Gràcia et al., 2006) and a compilation of existing datasets from IEO and GEBCO). Main tectonic structures and the epicentre of the January 2016 earthquake (blue star) are displayed (Gràcia et al., submitted). TOPOMED (black lines) and EVENT-DEEP (white lines) multichannel seismic reflection profiles are depicted, as well as the OBH/OBS and on-land stations (green dots) from P01 WESTMED profile. Yellow lines point out the available PSDM profiles. Inset: Location of the shown area (red rectangle). AIF: Al-Idrissi Fault, AR: Alboran Ridge, CF: Carboneras Fault, YF: Yusuf Fault.

The Alboran Basin is a seismically active zone, characterized by shallow to intermediate and low to moderate magnitude (maximum $M_w \leq 6.4$) instrumental earthquakes. In addition, historical records evidence that large earthquakes (MSK Intensity X-XI) have also been generated in the past (Gràcia et al., 2006; Grevenmeyer et al., 2015). These events involve a seismic and tsunamigenic hazard for the region that cannot be characterized only with the instrumental records (< 100 years). Thus, to analyse the seismic hazard of this area is necessary to also study the active faults.

The crustal structure of the Alboran Basin has been under debate since the first surveys in the late 1980's (e.g. Platt et al., 2013). Although the regional crustal and upper mantle structure have been extensively studied recently (i.e. global tomography (Chertova et al., 2014), receiver function analysis (Mancilla and Diaz., 2015) or full-waveform inversion (Fichter and Villaseñor, 2015) the lithosphere underneath the Alboran Basin remains inadequately imaged, as the resolution of the crustal model is limited due to sparse data, inhibiting a precise characterization of the crust underneath the basin.

Based on multichannel seismic reflection studies (i.e. TOPOMED project), with seafloor and basement ground-truthing through available borehole and dredge samples, four different crustal domains have been defined for the area: (i) a thin continental domain (West Alboran and Malaga basins), (ii) the magmatic arc domain (East Alboran Basin), (iii) the North-African continental domain (South Alboran, Pytheas and Habibas basins) and (iv) oceanic crust

(Algero-Balearic Basin) (Gómez de la Peña et al., submitted).

Unfortunately, basement dredges and borehole data are scarce, and, to a better understand of the deep structure of the Alboran Basin, wide-angle seismic deep-penetrating data are needed. In this study, we fulfil the characterization of the Alboran Basin crustal domains through the interpretation and analysis of a Wide Angle Seismic profile, deep-penetration multichannel (DP-MCS) and high-resolution multichannel (HR-MCS) seismic sections. These data are used (1) to identify the crust type under the basin, (2) to characterize the entire dimension of the faults, delineating the crustal domain boundaries, (3) to estimate the total slip accommodated by the main structures in the area, and (4) to estimate their seismogenic potential. Here, we focus our study in two of the most prominent active structures in the region: the Yusuf Fault and the Alboran Ridge (Fig. 1).

The Wide Angle Seismic (WAS) data used in this study was acquired in the frame of the WESTMED project (cruise M69/2, 2006) on board the german RV "Meteor". A 32-litres BOLT air-guns array at 140 bar, fired every 60 s were used. To carry out the survey, 20 ocean bottom hydrophones (OBH) and 5 ocean bottom seismometers (OBS) from GEOMAR (Kiel, Germany) were deployed on the offshore areas, and land stations were also placed (Fig. 1). In this study we have inverted and analyzed profile P01, which runs from the south of Iberia (Almeria) to the north African margin (east of Nador) crossing the East Alboran basin, the Yusuf fault and the Pytheas basin (Fig. 1). In this profile were used 24 OBH and OBS

spaced <2.5 km, and 13 onshore geophones located on both margins. Velocity modelling has been carried out using the Korenaga inversion method. The result resolves the crustal structure and the Moho depths across the Alboran Basin. This profile runs coincident with a crustal-scale multichannel seismic reflection profile, allowing the association of the velocity variations and anomalies with their geologic origin. Further, the comparison between 1D vertical Vp structure and density models with empirical Vp and density relationships sheds light on the petrological nature of the basement, fulfilling the crustal domain characterization.

As mentioned, in this study we have used two types of MCS data, a regional covering grid of DP-MCS profiles acquired during the TOPOMED-GASSIS (2011), nested with a closer spacing grid of HR-MCS profiles collected during the EVENT-DEEP Leg 1 (2010) (Fig. 1). The DP-MCS profiles were acquired on board of the Spanish RV "Sarmiento de Gamboa", using a 5100 meters long active section of a solid state Sentinel SERCEL streamer with 408 active sections (12.5 m channel interval), towed at 10 m depth, and using a 50.15 l (3060 c.i.) air-gun source. The source array was composed of 8 G-GUN II air-guns deployed at 7.5 m depth, in a single cluster distribution. The air-guns were fired every 30 m (TM01, TM02), 40 m (TM03-TM05) and 50 m (TM06 to TM25) at a pressure of 2000 psi. The total record length was 14 s (Two Way Travel Time, TWTT) with a sample rate of 2 ms. These profiles have been processed using "GLOBE Claritas" software. The processing flow was designed to obtain a crustal scale image, preserving the resolution in the sedimentary basins but also imaging the deeper parts of the crust and the upper mantle. Processing steps in time domain include minimum-phase conversion, real geometry definition accounting for streamer feathering, spherical divergence correction, predictive deconvolution in Tau-P domain (to eliminate the bubble and short periods multiple reverberations), surface consistent deconvolution, Surface Related multiple elimination (SRME) demultiple, Radon filter demultiple, normal-move-out correction based on velocity semblance analysis, Dip Move Out (DMO) correction, stretching mute,

amplitude recovery, time migration and a time and spatial variant band-pass filter. In order to obtain the real geometry of the structures in depth, we have performed a Pre-stack Depth Migration (PSDM) to profiles TM03 (across the Alboran Ridge) and TM11 (across Yusuf Fault) (Fig. 1). This PSDM has been performed using the Echos software. The HR-MCS were acquired on board the RV "Sarmiento de Gamboa". The objective was to image shallow structures and seismostratigraphic units and to this was used a multichannel SEAL seismic streamer with 96 active sections, channel spacing of 6.25 m and towed at 2.5 m water depth. The source array was composed by 10 air-guns with a total volume of 13.1 l, fired every 12.5 / 18.95 m, depending on the location of the lines. The record length was of 8 s TWTT with a sample rate of 2 ms. These profiles have been processed using ProMAX and GLOBE Claritas software, with the aim of obtaining a high-resolution image of the sedimentary cover. The main processing steps applied for these profiles include statics correction, trace editing, top mute from 0 time to seabed, bandpass filter, FK filtering for a specific dip noise, true amplitude recovering due to spherical divergence loss energy, Common Depth Point (CDP) sorting, Normal Move Out after picking a velocity model, CDP stack, trace equalization, time migration, and SEG-Y export format.

On the basis of all these new information, we have been able to fulfill the fault characterization by analyzing the deep structure of the basin, fundamental to estimate the real dimensions of the faults and to understand how the deep structure is conditioning the location of the nowadays active faults. On the seismic data, the Carboneras, Yusuf, Alboran Ridge front and Al-Idrissi faults are imaged as crustal scale faults, cutting the entire crust and putting together different crustal domains. Accordingly, we have obtained a mean fault depth ranging between 10 and 15 km. In addition, based on the earthquake depth obtained by microseismicity studies, the faults in the area seem to be seismogenic till ~15 km (Grevemeyer et al., 2015). Consequently, to estimate the seismic potential of this structures it is fundamental to consider the entire fault trace till at least ~15 km depth.

Segment	Length (km) ~SRL (km)	Width (Km)	Area (km ²)	Estimated Mw			
				Wells and Coppersmith	Wesnousky	Stirling	Stirling (plate boundary)
West Yusuf F.	87	3.5	870	7.3±0.1	7.3±0.1	7.1±0.1	7.0±0.2
East Yusuf F.	105	4.5	1050	7.4±0.1	7.3±0.1	7.3±0.1	7.1±0.2
W+E Yusuf F.	150	18	1500	7.6±0.1	7.5±0.1	7.9±0.1	7.3±0.2
Alboran Ridge	113	2	1130	7.5±0.1	7.3±0.1	7.1±0.1	7.2±0.2

Wells and Coppersmith (1994): $M_w = 5.16 + 1.12 \log (\text{SRL})$

Wesnousky et al., (2008): $M_w = 5.56 + 0.87 \log L$

Stirling et al., (2008): $M_w = 4.18 + (2/3) \log W + (4/3) \log L$

Stirling et al., (2008) (strike-slip plate boundary): $M_w = 3.09 + 4/3 \log A$

Table 1: Estimated maximum earthquake for the Yusuf Fault and the Alboran Ridge systems, taking as input parameters the length and width of the segment and following the empirical relationship proposed by Wells and coppersmith (1994), Stirling et al., 2008 and Wesnousky et al., 2008. Mw: Moment magnitude, L: Length, SRL: Surface Rupture Length, W: Width, A: area. Estimation is based in the fault dimensions measured on the bathymetric maps (length) and on the seismic profiles (depth). The most suitable results for each area, chose in base of the tectonic setting, have been depicted in bold. The error is estimated on base of ~10% uncertainty in the input measurements.

Using the PSDM sections, we estimate the total slip accommodated by the most prominent tectonic structures in the area since the Earliest Pliocene. The PSDM sections of the crustal structure allow us to analyze the real geometry of these structures at depth and to measure slip. We use the deformation-related geometry of strata and faults to estimate slip on the main faults, applying the exceed-area method and relationships obtained through numerical modelling of strike-slip systems (e.g. Rodgers, 1980; Epard & Groshong, 1993). Results reveal that the total slip accommodated by both fault systems is ~16–30 km since the Early Pliocene.

To estimate the maximum magnitude that the Yusuf and Alboran Ridge faults could produce we have used different empirical relationships (Wells & Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2008; Wesnousky, 2008) that consider the type of crust, the tectonic setting and the dimensions of the faults (Table 1). The maximum earthquake value, together with the slip-rate of a fault, determine its seismic potential. Thus, the maximum earthquake is needed to estimate the seismic potential of a fault and then, its associated seismic hazard. The calculated maximum earthquake values for both faults imply a much larger seismic hazard than the expected.

Main conclusions of our study suggest that:

(1) The location of the active faults is controlled by the deep structure. In the current contractive tectonic setting, initiated in the Pliocene (<5.3 Ma), strain is mainly accommodated in few prominent tectonic structures, such as the Alboran Ridge Front fault and the Yusuf Fault. These faults nucleated at the transitions between the different lithospheric domains, as these areas represent the weakest rheological zones of the basin.

(2) Estimated total slip accommodated by the main fault system may be similar (with error bounds) to the estimated plate convergence value since the Messinian time (~24 km). Thus, slip on that faults may have accommodated most of the Iberian – African plate convergence during the Plio-Quaternary, revealing that the contractive reorganization of the Alboran basin is focused on a few first-order structures that act as lithospheric boundaries, rather than widespread and diffuse along the entire basin.

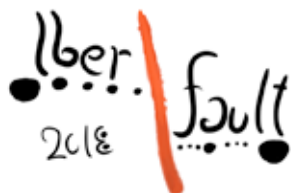
(3) Based on empirical relationships, the maximum earthquake for the main structures of the area is $M_w > 7$ for the Yusuf and Alboran Ridge front faults. Thus, they should be taken into account in earthquake hazard maps and seismic hazards prevention plans of the coastal areas.

Acknowledgments: This work has been carried out within Grup de Recerca Consolidat de la Generalitat de Catalunya “Barcelona Center for Subsurface Imaging” (2014 SGR 940). This work was supported by the Spanish Ministry of Education, Culture and Sport through the FPU fellowship 2013–2017 to L. Gómez de la Peña (AP2012-1579). Part of this project has been funded by the Cluster of Excellence ‘The Future Ocean’.

References:

Chertova, M. V., Spakman, W., Geenen, T., van den Berg,

- A. P., & van Hinsbergen, D. J. J. (2014). Underpinning tectonic reconstruction of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. *JGR*, 119, 1–26. <https://doi.org/10.1002/2013JB010500>.
- Epard, J., & Groshong, J. (1993). Excess area and depth to detachment. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(8), 1291–1302.
- Fichtner, A., and Villaseñor, A., 2015, Crust and upper mantle of the western Mediterranean - Constraints from full-waveform inversion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 428, p. 52–62, doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.038.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C., Gràcia, E. The crustal domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). Submitted to *Tectonics*, 2018.
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Lorient, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Diez, S., Calahorra, A., Costa, S., Camafort, M., d'Acremont, E., Rabaut, A., Ranero, C. Earthquake crisis alerts of significant hazard along an overlooked submarine fault system. Submitted to *N.GEO* 2017.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J. I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., and Dañobeitia, J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4), 734–749. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.009>
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., & Watts, A. B. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 767–787. <https://doi.org/10.1002/2015JB012352>. Received
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R. W., Vernant, P., Reilinger, R. E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1–2), 211–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048>
- Mancilla, F. de L., & Diaz, J. (2015). High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis. *Tectonophysics*, 663, 203–211. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.017>
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K., and Williams, J.R., 2013, The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 41, p. 313–357, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-123951.
- Rodgers, D. A. (1980). Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 4, 27–41. <https://doi.org/10.1002/9781444303735>
- Stirling, M., Gerstenberger, M., Litchfield, N., Mcverry, G., Smith, W., Pettinga, J., & Barnes, P. (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 41(2), 51–67.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002. <https://doi.org/10.1016/j.bssa.1994.03.017>
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609–1632. <https://doi.org/10.1785/0120070111>
- Wortel, M.J., and Spakman, W., 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region.: *Science (New York, N.Y.)*, v. 290, p. 1910–1917, doi: 10.1126/science.290.5498.1910.



MARINE-FAULT AND MAGNITUDE-SCALING LAW DATABASE AS INPUT FOR REAL-TIME TSUNAMI PROPAGATION COMPUTATION

Base de datos de fallas marinas y leyes de escalamiento de magnitudes para el cálculo de propagación de tsunamis en tiempo real

B. Gaite (1), J.V. Cantavella (1), C. González (1), B. Rodríguez (1), A. Robledano (1) and E. Carreño (1).

(1) Instituto Geográfico Nacional. C/ General Ibáñez de Ibero, 3. 28003-Madrid. bgaite@fomento.es

Resumen/resumo: La simulación numérica de la propagación de un tsunami es una herramienta fundamental para estimar sus posibles efectos antes de que se produzcan. Estas simulaciones vienen condicionadas fundamentalmente por la deformación inicial de la capa de agua y la batimetría del fondo oceánico. La deformación inicial puede calcularse a partir de los parámetros de fuente del terremoto. Sin embargo, en los primeros minutos tras detectar un terremoto, únicamente se dispone de la localización hipocentral, la magnitud y en algunos casos del mecanismo focal. Se han recopilado 66 fallas en torno a la Península Ibérica y se ha asociado cada falla a una ley de escalamiento de la magnitud con las dimensiones de ruptura. Esto permite, poco después de detectar un terremoto, asociarlo con una falla y estimar los parámetros de entrada del cálculo en tiempo real de una simulación numérica en el Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis.

Palabras clave: *falla marina, ley de escalamiento, tsunami*

Abstract: *The numeric simulation of tsunami propagation is a fundamental tool to estimate the possible tsunami effects before they occur. These simulations mainly depend on the initial sea surface deformation and the bathymetry of the seafloor. The initial deformation can be computed from the earthquake source parameters. However, in the first minutes after the earthquake detection, the information available is the hypocentre location, the magnitude and, in some cases, the focal mechanism. We have collected 66 main faults around the Iberian Peninsula and have associated each of them to a magnitude earthquake rupture scaling law. This allows to associate an earthquake to a fault once it is detected and to estimate the input parameters to the real-time numeric simulation computation in the National Tsunami Warning System. The compiled marine fault and magnitude scaling law database is opened to changes from new study results.*

Key words: *Marine-fault, earthquake-rupture scaling law, tsunami*

Introduction

The Iberian Peninsula, Northern Africa and surrounding Atlantic and Mediterranean islands are exposed to tsunami hazard. There are 22 tsunamis catalogued (IGN, 2018) that affected the Spanish coasts from 241 BP to present. The National Geographic Institute (IGN) operates as National Tsunami Warning Centre. The IGN tsunami warning system is based on several tools to generate the tsunami warning. These computations comprise decision matrices, adapted from the UNESCO decision matrix (North-Eastern And Mediterranean Tsunami Information Center, 2015); pre-computed tsunami simulations (Echave Lezcano, 2016; Matias et al., 2012, 2013); real-time sea level observations from different tide-gauge networks as the ones operated by Spanish Harbours (Pérez et al., 2014), European Joint Research Centre (Annunziato et al., 2016), Portuguese Institute for Sea and Atmosphere (IPMA), Earth and Environmental Science (CEA), Balearic Islands Coastal observing and Forecasting System (SOCIB) and IGN; and real-time tsunami synthetics. The decision matrix and pre-computed tsunami synthetics give a fast estimate of the warning. The tide-gauges provide direct observations close to the coast. The real-time tsunami synthetics can produce tsunami travel-times and sea-level heights more accurate than pre-computed ones in relation to the actual earthquake location and source characteristics. However, source parameters determination has some limitations. Firstly, one of the

limits is related to computation time. The Spanish Seismic Network (SSN) publishes an earthquake location in 3 minutes from its occurrence, but an accurate seismic moment tensor solution might take longer, within 30 minutes. Secondly, off-shore earthquakes present in general low seismic station azimuthal coverage. This fact, increases the uncertainty on their location and on their seismic moment tensor computation. And thirdly, given a computed moment tensor, it has two valid focal mechanisms corresponding to each of the nodal planes. To overcome this time-gap and lack of information relative to the earthquake source parameters and to be able to compute tsunami propagation in real-time, the SSN has compiled fault parameters of main known marine faults in the Atlantic ocean and the Mediterranean sea in order to better determine fault parameters once an earthquake has been located based on both seismic parameters and fault prior information.

Marine fault database and earthquake association

We have compiled mapped marine fault parameters (Fig 1) from published studies (Echave Lezcano, 2016; Martínez-Loriente et al., 2013, 2016; Matias et al., 2013; Álvarez-Gómez et al., 2011) and QAFI database (García-Mayordomo et al., 2012). We have digitized the fault planes and stored them in a geographical database.

Given the earthquake location, we use this database to automatically select the closest fault plane to the

hypocentre within the location uncertainty ellipsoid, and from this fault we extract its associated parameters (strike, dip, rake, geographic position, shear modulus and magnitude scaling law). In case we have computed the focal mechanism, we use also this information to automatically select the most

compatible fault with both the earthquake location and focal mechanism, selecting the appropriate nodal plane from the focal mechanism in order to get the strike dip and rake from it, instead than from the fault database.

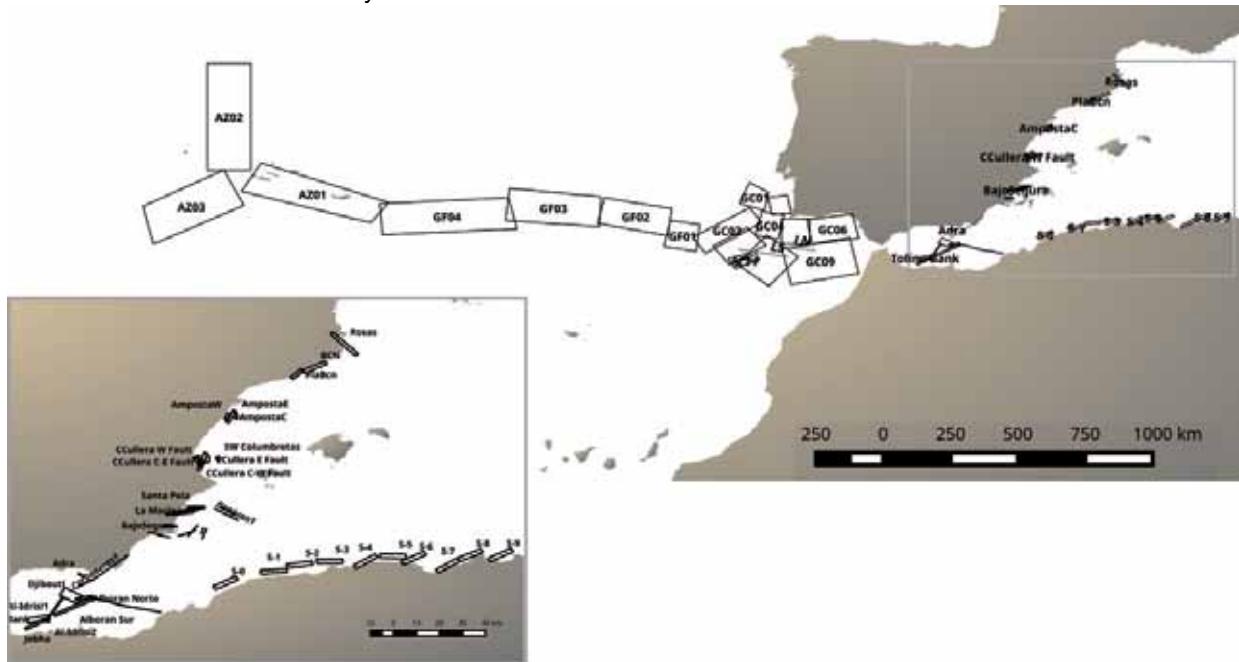


Figura 1: Proyección en superficie de las 66 fallas recopiladas en la base de datos.
Figure 1. Surface projection of the 66 fault planes collected on the database.

Magnitude scaling laws

In order to estimate the earthquake rupture size, we have associated each fault to a magnitude scaling law. We have based our decision on the fault mechanism and the location region. We have chosen preferably laws based on off-shore earthquakes of the same region when possible, and on global relations of specific fault mechanism, in other cases (Table I). Doing this, we take into account the difference on length-to-width ratio depending on the fault mechanism. We have established a maximum rupture depth on each tectonic region that implies a maximum rupture width, depending on the fault dip. The maximum depths considered are 40 km on Azores, 50 km along Gloria Faults, 70 km around the

Gulf of Cadiz and 20 km on the Mediterranean, based on different studies (Álvarez-Gómez et al., 2011; Grevenmeyer et al., 2015; Matias et al., 2013; Reis et al., 2017). Once the saturation width is reached, the rupture continues on length.

Then, from the earthquake magnitude we compute seismic moment from Hanks & Kanamori (1979), the slip using Kanamori & Anderson (1975) empirical relations and the rupture size (length and width) using the selected magnitude scaling laws. To compute the displacement we have selected a general rigidity coefficient value of 30 GPa for every fault, excepting GC09 fault where we consider 65 GPa following Matias et al. (2013).

Table I. List of selected earthquake-source scaling laws for each fault.

Reference	Source dataset				Relation applied to:		
	Region	Data Type	M _{min}	M _{max}	Region	Fault type	Fault length ⁽¹⁾
(Thingbaijam et al., 2017)	Global	Normal	5,59	7,69	Azores	Normal	$W^{1.5}$
(Thingbaijam et al., 2017)	Global	Strike-slip	5,59	7,69	Gloria	Strike-slip	$W^{2.6}$
(Matias et al., 2013)	Gulf of Cadiz	Reverse	-	8,75	Gulf of Cadiz	Reverse	$1.2 \cdot W$
(Thingbaijam et al., 2017)	Global	Strike-slip	5,59	7,69	Gulf of Cadiz	Strike-slip	$W^{2.6}$
(Thingbaijam et al., 2017)	Global	Subduction interface	5,59	7,69	Gulf of Cadiz	Subduction interface	$W^{1.6}$
(Konstantinou, 2014)	Mediterranean	Mainly normal and strike-slip	4,45	7,56	Mediterranean	Reverse	$W^{1.4}$
(Konstantinou, 2014)	Mediterranean	Mainly normal and strike-slip	4,45	7,56	Mediterranean	Normal	$W^{1.5}$
(Konstantinou, 2014)	Mediterranean	Mainly normal and strike-slip	4,45	7,56	Mediterranean	Strike-slip	$W^{2.6}$

⁽¹⁾ The exponential relation between length and width depends on the fault mechanism as defined by Thingbaijam et al. (2017).

Real-time tsunami simulations

We compute the tsunami propagation using the GPU implementation Tsunami-HySEA (de la Asunción et al., 2013). This model computes initial sea surface deformation using the Okada model (Okada, 1985) from earthquake source parameters. It models tsunami propagation with non-linear shallow water equations in spherical coordinates. The SSN runs Tsunami-HySEA in a GPU cluster with two computation nodes with two Tesla K40c GPUs each of them. The tsunami simulation takes 4 minutes using GEBCO bathymetry with 30' resolution (Weatherall et al., 2015). The estimated tsunami travel-time and sea-level heights at several coastal forecast points contribute to the tsunami warning system.

Conclusions

Nowadays real-time tsunami propagation calculation in a tsunami warning system is feasible thanks to GPU parallel computing and computer technology. However, its implementation in real-time faces several limitations mainly because off-shore location uncertainties and the unknowns related to source parameters. In order to overcome these restrictions and have real-time synthetic tsunami estimations, we have compiled main mapped marine faults in a geographic database and associated each of them with an earthquake source scaling law.

The marine fault database together with the magnitude-rupture scaling laws allow to associate a potentially tsunamigenic earthquake with specific source characteristics in order to run real-time tsunami propagation simulations. Real-time tsunami synthetics can contribute to the tsunami warning together with decision matrices, pre-computed tsunami simulations and tide-gauges. The SSN marine-fault and magnitude scaling law database is opened to new contributions that improve the parameters of mapped faults or include new ones in the catalogue.

Acknowledgements

We are grateful to EDANYA group from Malaga University to help us to implement Tsunami-HySEA algorithm in SSN's GPU cluster to be able to compute real time tsunami simulations. We also appreciate Jose Antonio Álvarez-Gómez helpful comments in relation to the main fault geometries.

Bibliographic references

- Álvarez-Gómez, J. A., Aniel-Quiroga, Í., González, M., & Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11 (1), 227–240.
- Annunziato, A., Galliano, D., & Bonaita, M. (2016). IDSL Sea Level Measurement Devices area. <https://doi.org/10.2788/017590> last accessed 2 March 2018.
- Echave Lezcano, J. (2016). Elaboración de la metodología y base de datos numérica de tsunamis para el Sistema de Alerta de Tsunamis español. Trabajo de Máster, Universidad de Cantabria, Cantabria (España), 157 pp.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser E.S., Cabral, J. & the QAFI Compilers Working Group (2012) The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI

- v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285–302.
- Grevenmeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., & Watts, A. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (120), 8348–8365.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348–2350.
- Kanamori, H., & Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in Seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073–1095.
- Konstantinou, K. I. (2014). Moment magnitude–rupture area scaling and stress-drop variations for Earthquakes in the Mediterranean region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104 (5), 2378–2386.
- de la Asunción, M., Castro, M. J., Fernández-Nieto, E. D., Mantas, J. M., Acosta, S. O., & González-Vida, J. M. (2013). Efficient GPU implementation of a two waves TVD-WAF method for the two-dimensional one layer shallow water system on structured meshes. *Computers and Fluids*, 80 (1), 441–452. <https://doi.org/10.1016/j.compfluid.2012.01.012>
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Perea, H., Klaeschen, D., Dañobeitia, J. J., ... Masson, D. G. (2016). Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin. *Basin Research*, 1–19.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, V., Connors, C., Perea, H., ... Zitellini, N. (2013). Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (7), 2206–2231.
- Matias, L., Baptista, M. A., Omira, R., Annunziato, A., Franchello, G., & Carrilho, F. (2012). Third Generation Tsunami scenario matrix for the Portuguese Tsunami Early Warning System. In 15th World Conference on Earthquake Engineering. Lisboa (Portugal).
- Matias, L., Cunha, T. A., Annunziato, A., Baptista, M. A., & Carrilho, F. (2013). Tsunamigenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13 (1), 1–13.
- North-Eastern And Mediterranean Tsunami Information Center. (2015). NEAMTIC - Tsunami Warning. Retrieved January 19, 2018, from http://neamtic.ioc-unesco.org/index.php?option=com_content&view=article&id=213&Itemid=447.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75 (4), 1135–1154.
- Pérez, B., Payo, A., López, D., Woodworth, P. L., & Alvarez Fanjul, E. (2014). Overlapping sea level time series measured using different technologies: An example from the REDMAR Spanish network. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(3), 589–610.
- Reis, C., Omira, R., Matias, L., & Baptista, M. A. (2017). On the source of the 8 May 1939 Azores earthquake – tsunami observations and numerical modelling. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8 (2), 328–347.
- Thingbaijam, K. K. S., Martin Mai, P., & Goda, K. (2017). New Empirical Earthquake Source-Scaling Laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107 (5), 2225–2246.
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., ... Wigley, R. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science*, 2 (8), 331–345.



DEFORMACIONES RECIENTES Y ACTIVAS EN LA ZONA AFECTADA POR LA CRISIS SISMICA DE 2016-2017 DEL MAR DE ALBORAN

Recent and active deformations in the area affected by the 2016-2017 seismic crisis

J. Galindo-Zaldivar (1,2), G. Ercilla (3), F. Estrada (3), M. Catalán (4), E. d'Acremont (5), O. Azzouz (6), D. Casas (7), M. Chourak (6), J. T. Vazquez (8), A. Chalouan (9), C. Sanz de Galdeano (1), M. Benmakhlouf (10), C. Gorini (5), B. Alonso (3), D. Palomino (8), J. A. Rengel (11), A. J. Gil (12,13)

- (1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC- UGR, Granada 18071, Spain. jgalindo@ugr.es, csanz@ugr.es
- (2) Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada 18071, Spain.
- (3) Institut de Ciències del Mar, ICM-CSIC, Barcelona 08003, Spain. gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es, belen@icm.csic.es
- (4) Real Instituto y Observatorio de la Armada, San Fernando 11100 Cádiz, Spain. mcatalan@roa.es,
- (5) Sorbonne Universités, UPMC Université Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France. elia.dacremont@upmc.fr, christian.gorini@upmc.fr
- (6) Université Mohammed Premier, Oujda, Morocco. azzouzomar@yahoo.fr, mchourak00@gmail.com
- (7) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain. d.casas@igme.es
- (8) Instituto Español de Oceanografía, 29640, Fuengirola, Spain. juantomas.vazquez@ma.ieo.es, desiree.palomino@ma.ieo.es
- (9) Faculté des Sciences, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco. chalouan@yahoo.com
- (10) Faculté des Sciences, Université Abdelmalek Essaadi, Tetouan, Morocco. benmakhlouf@yahoo.fr
- (11) Instituto Hidrográfico de la Marina IHM, Cádiz, Spain. jrenortega@fn.mde.es
- (12) Dpto. Ing. Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, Spain. ajgil@ujaen.es
- (13) CEA-Tierra, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, Spain.

Resumen: El Mar de Alborán está afectado en su transversal central por una zona de deformación y actividad sísmica NNE-SSO. Tras las series sísmicas de 1993-94 y 2004, ha ocurrido una nueva serie en su sector meridional durante 2016-17 (evento principal Mw = 6.3, 25/01/2016), con epicentros agrupados en dos alineaciones. La septentrional, OSO-ENE, está asociada a mecanismos focales de falla inversa y caracterizada por una zona con depósitos recientes de transporte en masa. La meridional, NNE-SSO, se inicia con eventos localizados de 5 a 10 km al oeste de la falla de Al Idrisi, y posteriormente la zona de deformación se extiende hasta dicha falla. La deformación cercana a la superficie incluye fallas activas verticales y normales NO-SE, identificadas por primera vez, asociadas en profundidad a un segmento mayor de falla sinistral. El desarrollo de nuevas fallas puede generar sismos de mayor magnitud que en fallas preexistentes.

Palabras clave: Límite Eurasia-Africa, fallas, depósitos de transporte en masa, deformaciones activas del fondo marino.

Abstract: The central transect of the Alboran Sea is affected by an NNE-SSW seismic activity band and deformation zone. After the seismic series of 1993-94 and 2004, a new series has occurred in its southern sector during 2016-17 (main event Mw = 6.3, 01/25/2016), with epicenters grouped in two alignments. The northern one, WSW-ENE, is associated with focal mechanisms of reverse faults and characterized by an area with recent mass transport deposits. The southern one, NNE-SSW, starts with localized events from 5 to 10 km west of the Al Idrisi fault, and then the seismicity zone extends towards this fault. The deformation near the surface includes active vertical and normal NW-SE faults, identified for the first time, associated in depth to a larger segment of sinistral fault. The development of new faults can generate earthquakes of greater magnitude than in pre-existing faults.

Key words: Eurasian-African plate boundary; fault development; mass transport deposits; active sea bottom deformations.

INTRODUCCION

La Cuenca de Alborán, entre la Cordillera Bética y el Rif, está rellena por sedimentos neógenos y cuaternarios (Comas et al., 1992). La cuenca está deformada por dos juegos de fallas conjugados ONO-ESE dextro y NE-SO sinistral, y por pliegues ENE-OSO (Estrada et al., 2017; Martínez-García et al., 2017), consecuencia de la convergencia reciente NNO-SSE entre las placas Euroasiática y Africana (DeMets et al., 2015). La principal zona de deformación con actividad sísmica cruza actualmente el Mar de Alborán desde Al Hoceima en el Rif hasta Adra y Cabo de Gata en las Cordilleras Béticas (Fig. 1).

Las relaciones con las principales estructuras tectónicas observadas en el fondo y subfondo marino aún no se han analizado en detalle. Los estudios

disponibles (Grevenmeyer et al., 2015; Estrada et al., 2017; Martínez-García et al., 2017;) indican que la falla NNE-SSO sinistral de Al Idrisi es la principal estructura con actividad reciente y actual en el sur Mar de Alborán (Fig. 1). Esta falla está asociada en tierra con la Falla de Trougout en el Rif, que limita la cuenca Nekor (Lafosse et al., 2017).

El Mar de Alborán ha estado afectado por varias crisis sísmicas en tiempos recientes. Durante 1993-94 hubo una intensa actividad sísmica en el área de Campo de Dalías (Mw = 5.3, 23/12/1993) y en la región costera cercana a Al Hoceima, con un terremoto principal (Mw = 5.6, 26/5/1994). La crisis sísmica de 2004 tuvo un terremoto catastrófico (Mw = 6.4, 24/2/2004) que ocurrió en la región de Al Hoceima y alcanzó el Mar de Alborán. Los mecanismos focales de terremotos fueron muy similares en todos los casos, e indican

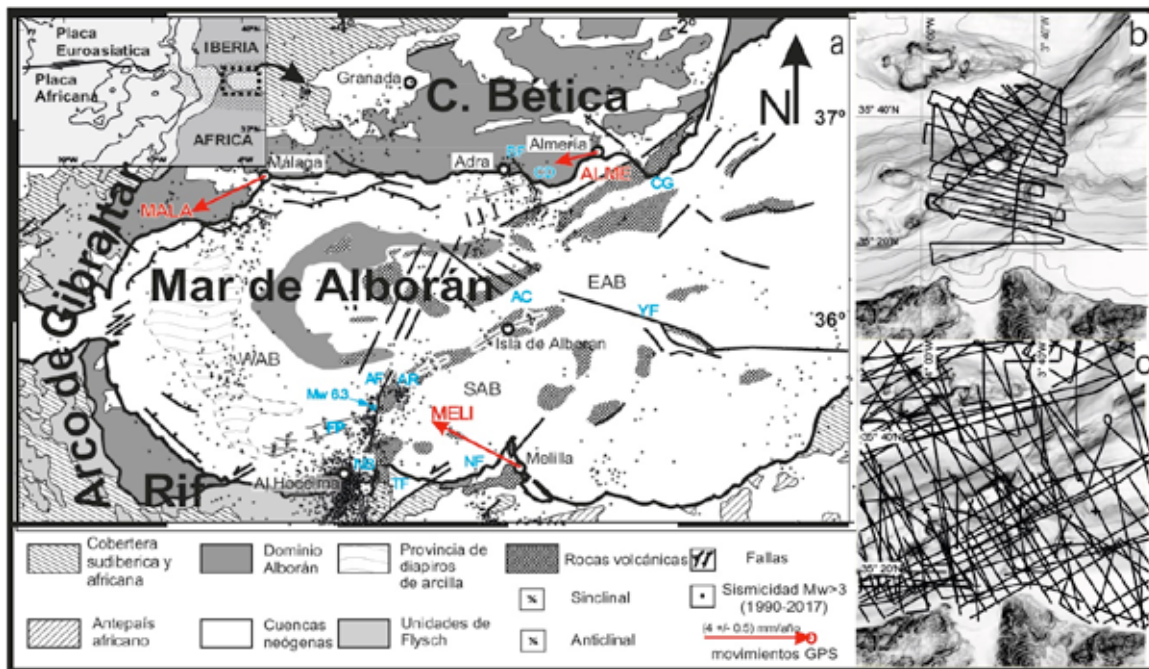


Figura 1: Localización geológica con fallas regionales y sismicidad. a, Límites de placa y principales características estructurales del Mar de Alborán (modificado de Comas et al., 1999). GPS con respecto a Eurasia estable (flechas rojas). El área punteada del esquema regional de placas indica el área de deformación. b, líneas de sísmica multihaz, de muy alta resolución (TOPAS) y de gravedad obtenidas simultáneamente durante la campaña INCRISIS. c, líneas de sísmica monocal y multicanal de la base de datos del Instituto de Ciencias del Mar (CSIC). AF, Falla de Al Idrisi; AR, Cresta de Alborán; AC, Canal de Alborán; BF, Falla de Balanegra; CD, Campo de Dalias; CG, Cabo de Gata; CF, Falla de Carboneras; DB, Banco Djibouti; EAB, cuenca del este de Alborán; FP, banco Francesc Pagès; NB, Cuenca de Nekor; NF, Falla de Nekor; SAB, cuenca del sur de Alborán; TF, Falla de Troughout; WAB, cuenca del oeste de Alborán; YF, Falla de Yusuf.

Figure 1. Geological setting including regional faults and seismicity. a, Plate boundaries and geological sketch of the main structural features and basins of the Alboran Sea (modified from Comas et al., 1999). GPS with respect to stable Eurasia (red arrows). The dotted area within the inset indicates the deformation area. b, Tracklines of multibeam, very high resolution seismics (TOPAS) and gravity surveyed during the INCRISIS cruise. c, Tracklines of single- and multi-channel seismics from the Instituto de Ciencias del Mar (CSIC) database. AF, Al Idrisi Fault; AR, Alboran Ridge; AC, Alboran Channel; BF, Balanegra Fault; CD, Campo de Dalias; CG, Cabo de Gata; CF, Carboneras Fault; DB, Djibouti Bank; EAB, East Alboran Basin; FP, Francesc Pagès seamount; NB, Nekor Basin; NF, Nekor Fault; SAB, South Alboran Basin; TF, Troughout Fault; WAB, West Alboran Basin; YF, Yusuf Fault.

principalmente salto sinistro a lo largo de la zona de deformación vertical orientada NNE-SSO (Stich et al., 2006).

El 25 de enero de 2016 se inició una nueva crisis sísmica en el centro-sur del Mar de Alborán, con un evento principal ($M_w = 6.3$) (Fig. 1), cuya actividad continuó hasta 2017 (www.ign.es, Bufo et al., 2017; Medina y Cherkaoui, 2017; Kariche et al., 2018). Los estudios sismológicos consideran diferentes epicentros cercanos a la Falla de Al Idrisi, aunque durante las etapas iniciales de la crisis sísmica están desplazados al oeste respecto a la posición más precisa de esta falla obtenida por estudios geofísicos marinos (Estrada et al., 2017; Lafosse et al., 2017; Martínez-García et al., 2017).

El objetivo de este trabajo es el análisis de las deformaciones recientes y activas cercanas a la superficie relacionadas con la crisis sísmica 2016-17 dentro del contexto más amplio de las crisis de 1993-94 y 2004 en el Mar de Alborán central. Para ello se integran datos de perfiles sísmicos, batimetría multihaz, datos de gravedad obtenidos durante la campaña INCRISIS realizada con el B/O Hespérides junto con datos de GPS calculados para las estaciones ALME, MELI y MALA (Fig. 1), junto con los datos previos de sismicidad (www.ign.es).

RESULTADOS

La crisis sísmica 2016-17 ocurrió en el sector meridional de la parte central del Mar de Alborán, y afectó la cuenca de Nekor, Cresta de Alboran y banco Francesc Pagès (Figs. 1 y 2). La crisis sísmica de 2016-17 se inició con un terremoto moderado ($M_w = 5.1$, 21/1/2016) seguido por el evento principal ($M_w = 6.3$, 25/1/2016) y una serie sísmica de actividad decreciente durante 2016-17 (Bufo et al., 2017; Medina y Cherkaoui, 2017; Kariche et al., 2018). La actividad sísmica durante 2016-17 muestra una banda de deformación con dos alineaciones. La alineación principal es paralela y está significativamente desplazada hacia el oeste (hasta 10 km) respecto a la Falla de Al Idrisi. En las etapas más tardías, la sismicidad disminuyó gradualmente y afectó a un área más amplia, con más de 15-25 km de anchura, limitada hacia el este por la Falla de Al Idrisi. Esta alineación principal se caracteriza en gran parte por mecanismos focales de terremotos sinistros relacionados con fallas subverticales NNE-SSO, paralelas a la alineación. Por el contrario, la alineación ENE-OSO se caracteriza por mecanismos focales de terremotos inversos asociados con fallas ENE-OSO (Álvarez-Gómez et al., 2016).

El análisis morfo-batimétrico y sísmico de los sedimentos cercanos a la superficie afectados por la crisis sísmica 2016-17 proporciona evidencias de fallas

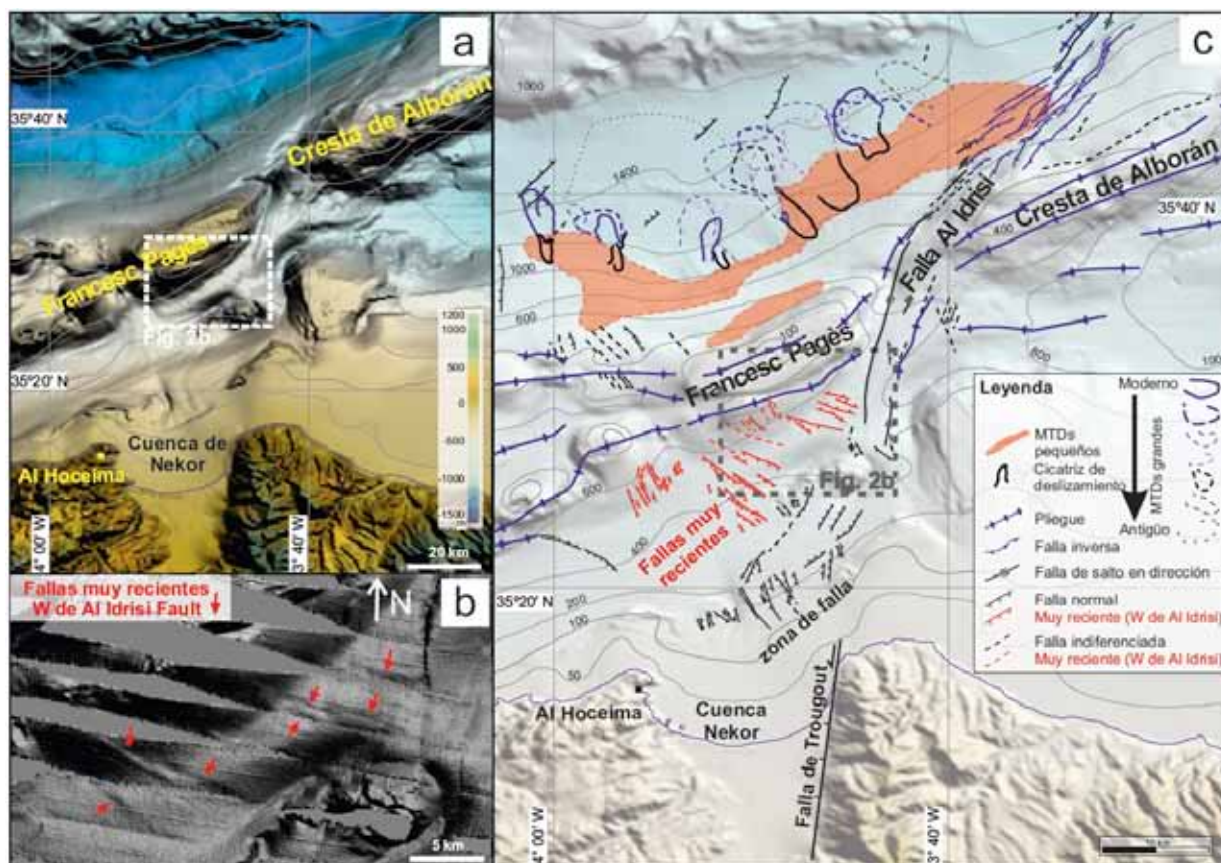


Figura 2: Deformación reciente en el fondo marino del área del Mar de Alborán afectada por la actividad sísmica 2016-17: MTDs, fallas y pliegues. a, batimetría INCRISSIS integrada con datos anteriores. b, escarpes recientes de falla en la batimetría multihaz INCRISSIS. c, mapa geomorfológico y tectónico.

Figure 2. Recent sea bottom deformation affecting the 2016-17 Alboran Sea seismic active area: MTDs, faults and folds. a, INCRISSIS bathymetry integrated with previous datasets. b, recent fault scarps mapped on the INCRISSIS multibeam bathymetry. c, geomorphological and tectonic map.

recientes y activas, así como pliegues y depósitos de transporte en masa (MTDs) de pequeña y gran escala (Fig. 2). Los MTDs están localizados en el flanco norte del banco Francesc Pagès y Cresta de Alborán (Fig. 2), a lo largo de la alineación de sismicidad ENE-OSO. Los MTDs de pequeña escala ocurren principalmente en las laderas septentrionales con pendientes menores a 5°, desde 250 m y hasta 1000 m de profundidad. Aparecen formados unidades subtabulares, apiladas verticalmente y cuerpos lenticulares e irregulares, caracterizados por facies acústicas estratificadas discontinuas y semitransparentes, separadas por superficies de alta reflectividad. El patrón de estratigrafía sugiere la naturaleza recurrente del transporte sedimentario gravitacional. Estas facies conforman una superficie irregular del fondo marino con ondulaciones suaves de escala métrica.

Los MTDs de gran escala se localizan principalmente hacia la cuenca profunda (hasta 1450 m de profundidad). Están relacionados con cicatrices de hasta 1 km de ancho y 40 m de relieve. La mayoría presentan las masas deslizadas separadas de las cicatrices, y están acústicamente definidos por cuerpos lenticulares (hasta 55 ms de espesor) caracterizados internamente por facies estratificadas discontinuas y semitransparentes, que generan una superficie distintiva irregular en fondo marino, fácilmente reconocible batimétricamente. Los registros sísmicos sugieren la ocurrencia episódica de este tipo de inestabilidad sedimentaria gravitacional, al menos en tiempos geológicos recientes.

El nuevo mapa geomorfológico y tectónico (Fig. 2) muestra, por primera vez, una zona de falla muy reciente en la Cuenca de Nekor afectada por la crisis sísmica de 2016-17. Se encuentra aproximadamente de 5 a 10 km al oeste de la Falla de Al Idrisi, al sur del banco Francesc Pagès y tienen expresión batimétrica. Son fallas NO-SE conjugadas con componente normal que afectan a los sedimentos más recientes, y algunas llegan hasta el lecho marino.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados anteriores permiten concluir que la crisis sísmica de 2016-2017 se produjo en la parte sur de la zona de deformación activa que cruza el Mar de Alborán central y cuyo evento principal ($M_w = 6.3$, 25/01/2016) se localizó en el extremo de conexión de las alineaciones de sismicidad NNE-SSO y ENE-OSO (Fig. 3). La alineación de sismicidad ENE-OSO está situada en el flanco septentrional de la Cresta de Alborán y banco Francesc Pagès, asociada a fallas inversas profundas (Álvarez-Gómez et al., 2016). Los sedimentos recientes se caracterizan principalmente por depósitos de transporte en masa recurrentes relacionados con la actividad tectónica y sísmica y las altas pendientes de ambas crestas submarinas. La alineación de sismicidad NNE-SSO, de 40 km de longitud, está localizada en la Cuenca de Nekor y el banco Francesc Pagès, y se asocia con fallas sinistras verticales profundas que afectan una región que ocupa hasta 5 a 10 km hacia el oeste de la Falla de Al Idrisi,

principal falla con expresión superficial. Se identifican rupturas muy recientes cerca de la superficie en forma de fallas normales NO-SE en límite occidental de la zona de deformación. Sin embargo, la Falla de Al Idrisi tiene segmentos de escasa actividad reciente.

Los datos sismológicos y las deformaciones del fondo marino sugieren la migración hacia el oeste de la deformación respecto a la Falla Al Idrisi (Fig. 3), en relación con el desarrollo del Arco de Gibraltar. El crecimiento de estas fallas muy recientes implicaría mayor acumulación de energía elástica, produciendo terremotos de magnitud más elevada que en fallas ya formadas, como la de Al Idrisi. La zona de falla sinistra profunda NNE-SSO responsable de los eventos principales de 2016-17, habría activado segmentos de falla de hasta 15 a 20 km de longitud, similar a los segmentos activados para los eventos individuales en 2004 y 1993-94. Los esfuerzos y el acortamiento actual soportan el régimen sinistro de las fallas de la zona de deformación regional NNE-SSO, que conecta al norte las fallas extensionales NO-SE del Campo de Dalias (Cordillera Bética) y las fallas normales de la Cuenca Nekor (Rif) (Fig. 3).

Estos resultados evidencian que la peligrosidad en el Mar de Alborán está determinada no sólo por fallas que generan terremotos como importantes repercusiones humanas y económicas sino también por deslizamientos de transporte en masa, lo cuales pueden tener incidencia en la generación de tsunamis..

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos INCRISIS, (CGL2016-80687-R AEI/FEDER) DAMAGE Project FEDER, SARAS and FAUCES (CTM2015-65461-C2-1-R) and Marlboro cruises, Marges, EUROFLEETS program (FP7/2007-2013; n°228344) e IEO, RIGEL.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J.A., Martín, R., Pérez-López, R., Stich, D., Cantavella, J.V., Martínez-Díaz, J.J., Morales, J., Martínez García, P., Soto J.I. & Carreño, E. La serie sísmica de Alhucemas 2016. Partición de la deformación e interacción de estructuras en un límite de placas difuso. *Geo-Temas*, 16(2), 491-494.
- Buforn, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J.V., Cesca, S., Caldeira, B., ... & Mattesini, M. (2017). The 2016 south Alboran earthquake (Mw=6.4): A reactivation of the Ibero-Maghrebian region?. *Tectonophysics*, 712, 704-715.
- Comas, M., García-Dueñas, V. & Jurado, M. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 157-164.
- de Mets, C., Laffaldano, G. & Merkouriev, S. (2015). High-resolution Neogene and Quaternary estimates of Nubia-Eurasia-North America Plate motion. *Geophys. J. Int.*, 203, 416-427.
- Estrada, F., Galindo-Zaldívar, J., Vázquez, J.T., Ercilla, G., D'Acremont, E., Alonso, B., & Gorini, C. (2017). Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova*. DOI: 10.1111/ter.12304
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., & Watts, A.B. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 120, 8348-8365.
- Kariche, J., Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E. & Toussaint, R. (2018). The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophys. J. Inter.*, 212(1), 42-53.

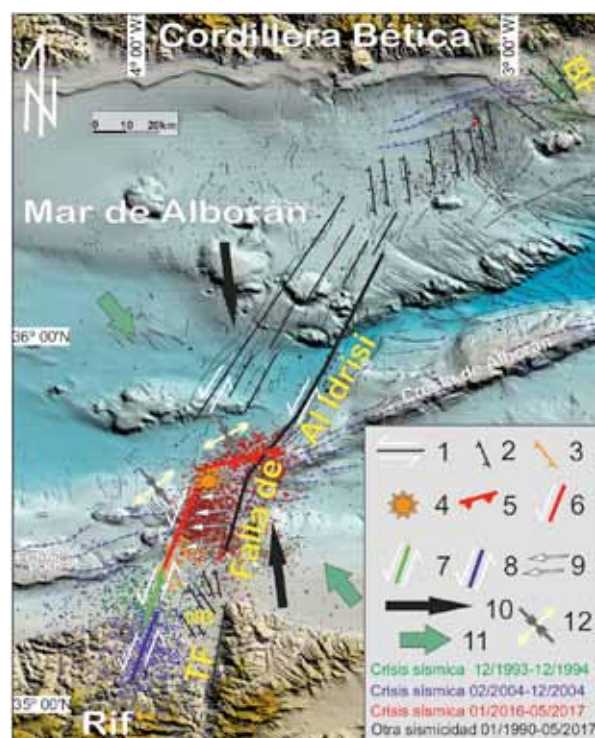


Figura 3: Esquema de la propagación hacia el oeste de la actividad sísmica y tectónica muy reciente en la zona de deformación NNE-SSO principal que cruza el Mar de Alborán. 1, falla sinistra. 2, falla normal. 3, falla normal muy reciente. 4, epicentro del evento principal (Mw = 6.3, 25/1/2016). 5, cabalgamiento ciego activo. 6, segmento activo de falla cortical vertical profunda sinistra NNE-SSW. 7, segmento de falla cortical de la crisis sísmica de 1993-94. 8, segmento de falla cortical de la crisis sísmica de 2004. 9, desplazamiento al oeste de la deformación y sísmicidad muy recientes con respecto a la Falla de Al Idrisi. 10, convergencia estimada con GPS. 11, convergencia regional de placas. 12, compresión y extensión determinados a partir de mecanismos focales de terremoto.

Figure 3. Westward propagation of very recent tectonic and seismic activity in the main NNE-SSW deformation zone crossing the Alboran Sea. 1, sinistral fault. 2, normal fault. 3, very recent normal fault. 4, epicenter of main event (Mw=6.3, Jan 25, 2016). 5, Active blind thrust. 6, Active NNE-SSW sinistral deep vertical crustal fault segment. 7, Active fault segment related to the 1993-94 seismic crisis. 8, Active fault segment related to the 2004 seismic crisis. 9, Offset to the west of very recent deformation and seismicity in respect to Al Idrisi Fault. 10, Estimated convergence trend from GPS data. 11, Regional plate convergence trend. 12, Present-day compression and extension from earthquake focal mechanisms.

- Lafosse, M., d'Acremont, E., Rabaut, A., Mercier de Lépinay, B., Tahayt, A., Ammar, A. & Gorini, C. (2017). Evidence of Quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Res.*, 29, 470-489.
- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., & Watts, A. B. (2017). From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 36.
- Medina, F., & Cherkaoui, T.E. (2017). The South-Western Alboran Earthquake Sequence of January-March 2016 and Its Associated Coulomb Stress Changes. *Open J. Earth. Res.*, 6, 35.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.



GEOMORFOLOGÍA Y DEFORMACIONES CUATERNARIAS EN ZONAS DE FALLA DE LA PLATAFORMA MARGINAL DE MOTRIL-DJIBOUTI

Geomorphology and Quaternary deformations related to fault zones in the Motril-Djibouti Marginal Plateau

J.T. Vázquez (1), F. Estrada (2), E. Ercilla (2), E. D'Acremont (3), L.M. Fernández Salas (4), J. Galindo-Zaldívar (5, 6), D. Palomino (4), B. Alonso (2), C. Juan (2), Ch. Gorini (3) y R. Vegas (7).

- (1) Instituto Español de Oceanografía, 29640, Fuengirola, Spain. juantomas.vazquez@ieo.es
(2) Institut de Ciències del Mar, ICM-CSIC, Barcelona 08003, Spain. festrada@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es, belen@icm.csic.es, cjuan@icm.csic.es
(3) Sorbonne Universités, UPMC Université Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France. elia.dacremont@upmc.fr, christian.gorini@upmc.fr
(4) Instituto Español de Oceanografía, 11100 Cádiz, Spain. Luismiguel.fernandez@ieo.es, desiree.palomino@ieo.es
(5) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC- UGR, Granada 18071, Spain. jgalindo@ugr.es
(6) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada 18071, Spain.
(7) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, Madrid, Spain. ruidera@ucm.es

Resumen: El objetivo de este trabajo es el estudio detallado de las zonas de falla sinistras de tendencia NNE-SSO que deforman la superficie de la plataforma marginal de Motril-Djibouti en el margen septentrional de la cuenca del Mar de Alborán. La geomorfología de los datos batimétricos multihaz se ha analizado con herramientas de Sistema de Información Geográfica y la estructura superficial mediante perfiles de sonda paramétrica y de sísmica de alta resolución. Los resultados muestran al menos ocho zonas de fallas caracterizadas como corredores de escarpes de falla y/o depresiones tectónicas. Sus longitudes varían entre 18 y 48 km y su anchura entre 0,2 y 4 km. Estos morfotipos tectónicos están generados por una densa fracturación normal secundaria con tendencia N-S y están relacionadas con el movimiento transcurrente de la falla principal. Estas zonas de fallas asumen gran parte de la sismicidad y la meridional corresponde a la prolongación de la falla de Al Idrissi.

Palabras clave: zonas de falla, geomorfología, deformación activa, plataforma marginal de Motril-Djibouti, Mar de Alborán.

Abstract: The seafloor of the Alboran Sea shows morphological evidence of the activity of several tectonic structures that basically correspond to two large families of conjugated strike-slip faults, the first of WNW-ESE to NW-SE trend and right-lateral movement, and the second of NNE-SSW to NE-SW trend and left-lateral movement, likewise it has been recognized the presence of N-S normal faults and NE-SW anticline folds. This paper is dedicated to the detailed study of NNE-SSW fault zones on the surface of the Motril-Djibouti marginal plateau, northern margin of Alboran Sea basin, by means of multibeam bathymetric data and subsurface profiles acquired with parametric echosounders and high resolution seismic (airgun, sparker), which allow analyze their strong surficial deformation. There is geomorphological evidence of at least eight NNE-SSW fault zones. They are characterized on the seafloor by corridors constituted by fault escarpments and tectonic depressions, both grabens and half-grabens, as minor pull-apart basins. The corridors lengths vary between 18 and 48 km and their widths between 0.2 and 3.9 km. These morphotectonic features are related to a dense secondary faulting of normal component and N-S trend associated with the strike-slip movement of the main fault. These fault zones currently assume a large part of the regional seismicity, and the southern one corresponds to the Al Idrissi fault prolongation.

Key words: fault zones, geomorphology, active deformation, Motril-Djibouti Marginal Plateau, Alboran Sea

INTRODUCCIÓN

La actividad tectónica ha marcado la morfología de la cuenca del Mar de Alborán desde la distribución de los principales dominios fisiográficos de la cuenca a la generación de marcados elementos morfológicos visibles en la configuración actual del fondo marino.

Esta cuenca se formó en el interior del Dominio Cortical de Alborán (DCA) en un contexto convergente de tendencia N-S entre las placas de Eurasia y África. De forma simultánea se produce, a partir del Oligoceno Terminal - Mioceno Inicial, la migración hacia el oeste y colisión del DCA con los márgenes Suribérico y Norafricano, produjo la formación del orógeno Bético-Rifeño (Platt et al., 2013), y el desarrollo de un sistema de fallas extensionales en la trasera del DCA que generó una

amplia cuenca sedimentaria en el Mioceno. Estos procesos originaron el adelgazamiento de la corteza continental en esta cuenca entorno a 15 km (Soto et al., 2008) y favorecieron el emplazamiento de un complejo magmático de edad Mioceno Medio - Superior (Duggeon et al., 2004) del cual son evidencia la mayoría de los montes submarinos de la cuenca.

En el Tortonense superior se produce una rotación en la dirección de convergencia entre las dos principales placas que pasa a ser NO-SE, la extrusión del DCA hacia el oeste se ralentiza y se produce una intensa deformación compresiva de la región con la inversión de la cuenca a lo largo del Plioceno y Cuaternario (Martínez-García et al., 2013). En esta etapa, la anchura de la cuenca se reduce como consecuencia de la elevación de los

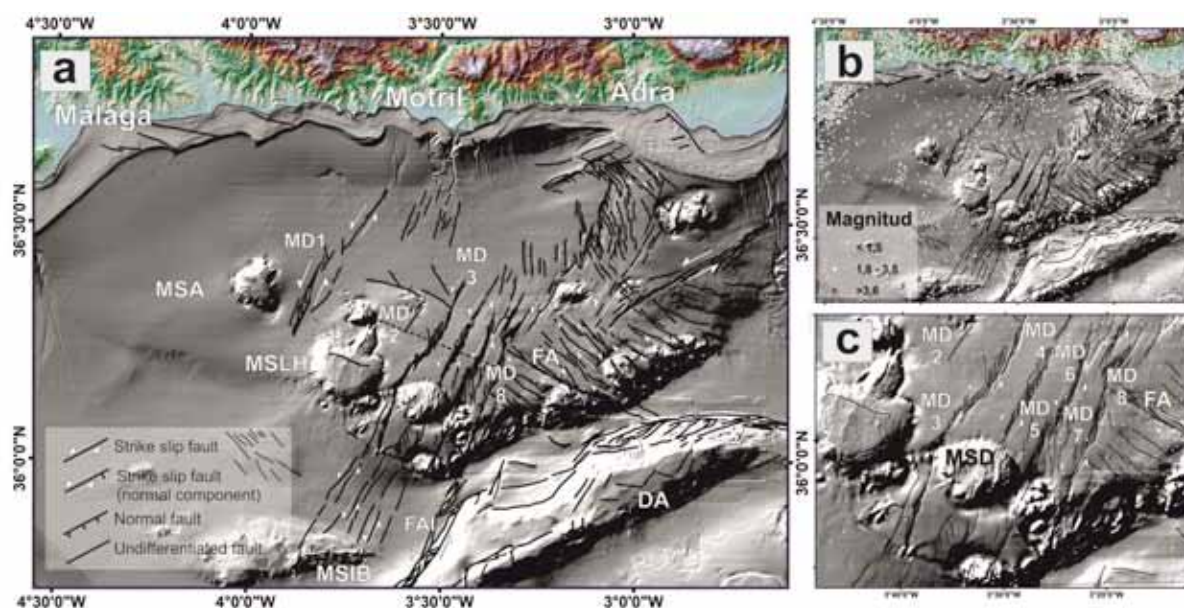


Figura 1: (a) Esquema de estructuras tectónicas con expresión morfológica en la parte central del margen septentrional de la Cuenca del Mar de Alborán. MD1-8: Zonas de falla sinistras en la plataforma marginal de Motril-Djibouti; FA: Falla de Averroes; FAL: Falla de Al Idrissi; MSA: Monte submarino de Avempace; MSLH: Monte submarino de La Herradura; MSIB: Monte submarino de Ibn Batouta; DA: Dorsal de Alborán. Línea de puntos: situación del perfil de la Figura 2. (b) Sismicidad regional (01-1990 a 02-2018) tomada del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es). (c) Detalle del esquema morfoestructural al norte del Monte submarino de Djibouti Ville (MSD).

Figure 1. (a) Diagram of tectonic structures with morphological expression in the central part of the northern margin of the Alboran Sea Basin. MD1-8: left-lateral fault zones in the marginal shelf of Motril-Djibouti; FA: Averroes Fault; FAL: Al Idrissi Fault; MSA: Avempace Seamount; MSLH: La Herradura Seamount; MSIB: Ibn Batouta Seamount; DA: Alboran Ridge. Dotted line: location of Figure 2. (b) Regional seismicity (01-1990 to 02-2018) taken from the Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es). (c) Detail of the morphostructural scheme northwards of Djibouti Ville Seamount (MSD).

principales relieves montañosos adyacentes (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), se produce una serie de pliegues y deformaciones compresivas en su interior de tendencia NE-SO, entre las que destaca la elevación final de la Dorsal de Alborán, y se desarrolla un sistema de fallas conjugado constituido por fallas sinistras de orientación NNE-SSO a NE-SO y dexas de orientación ONO-ESE a NO-SE. Estas deformaciones son consecuencia de la indentación hacia el norte de un bloque rígido de la placa africana situado en el margen meridional de la cuenca (Estrada et al., 2018). Este sistema de fallas explica la principal actividad sísmica de la región y su deformación reciente queda fuertemente marcada en la morfología de la superficie de la cuenca (Gràcia et al., 2006; Estrada et al., 2018; Perea et al., 2018).

El principal objetivo de este trabajo es analizar la geomorfología y la deformación de las zonas de fallas sinistras NNE-SSO que modifican la superficie de la cuenca del Mar de Alborán en la plataforma marginal de Motril-Djibouti.

METODOLOGÍA

Se han analizado los datos batimétricos, perfiles sísmicos de alta resolución (Airgun, Sparker) y perfiles de sonda paramétrica (TOPAS, Parasound). Estos datos han sido cedidos por la Secretaría de Pesca (MAPAMA) junto con los adquiridos en diversos proyectos de investigación: SAGAS, MONTERA e INDEMARES-Seco de Los Olivos. Para realizar la compilación batimétrica y el análisis geomorfológico se ha utilizado el programa

ArcMap10.4.1. Se ha construido un modelo digital batimétrico cuya resolución varía entre 5x5m (0-100m de profundidad) y de 30x30 a 50x50m para profundidades >100m. La interpretación de los perfiles sísmicos y de sondas paramétricas se ha llevado a cabo con el programa *IHS Kingdom*. Para el cálculo de los saltos de falla verticales se han tenido en cuenta los horizontes sísmicos definidos por Juan et al. (2016).

ESTRUCTURAS Y MORFOTECTÓNICA

En la plataforma marginal de Motril-Djibouti se localizan al menos ocho zonas de falla (MD1 a MD8) de dirección NNE-SSO (Fig. 1) a partir de la deformación que producen sobre el fondo marino. Los perfiles sísmicos (Fig. 2.a) muestran que el subsuelo presenta una fracturación más intensa, aunque las fallas no siempre deforman la superficie del margen. De NO a SE, la primera zona de falla (MD1, Fig. 1) se sitúa entre los montes submarinos de Avempace y La Herradura, mientras que las siete restantes (MD2 a MD8, Figs. 1 y 2) se localizan al SE de este último monte.

MD1 (Fig.1) o Zona de Falla del Paso de La Herradura tiene una longitud de 40 km, dividido en dos segmentos: i) el SO, de 22 km de longitud y una anchura en superficie de 1,4 km, tiene una estructura formada por un fosa, limitada en ambos bordes por fallas con componente normal, de las cuales la falla principal es la situada al NE; y ii) el NE, tiene 18 km de longitud y únicamente está formado por un escarpe de falla normal.

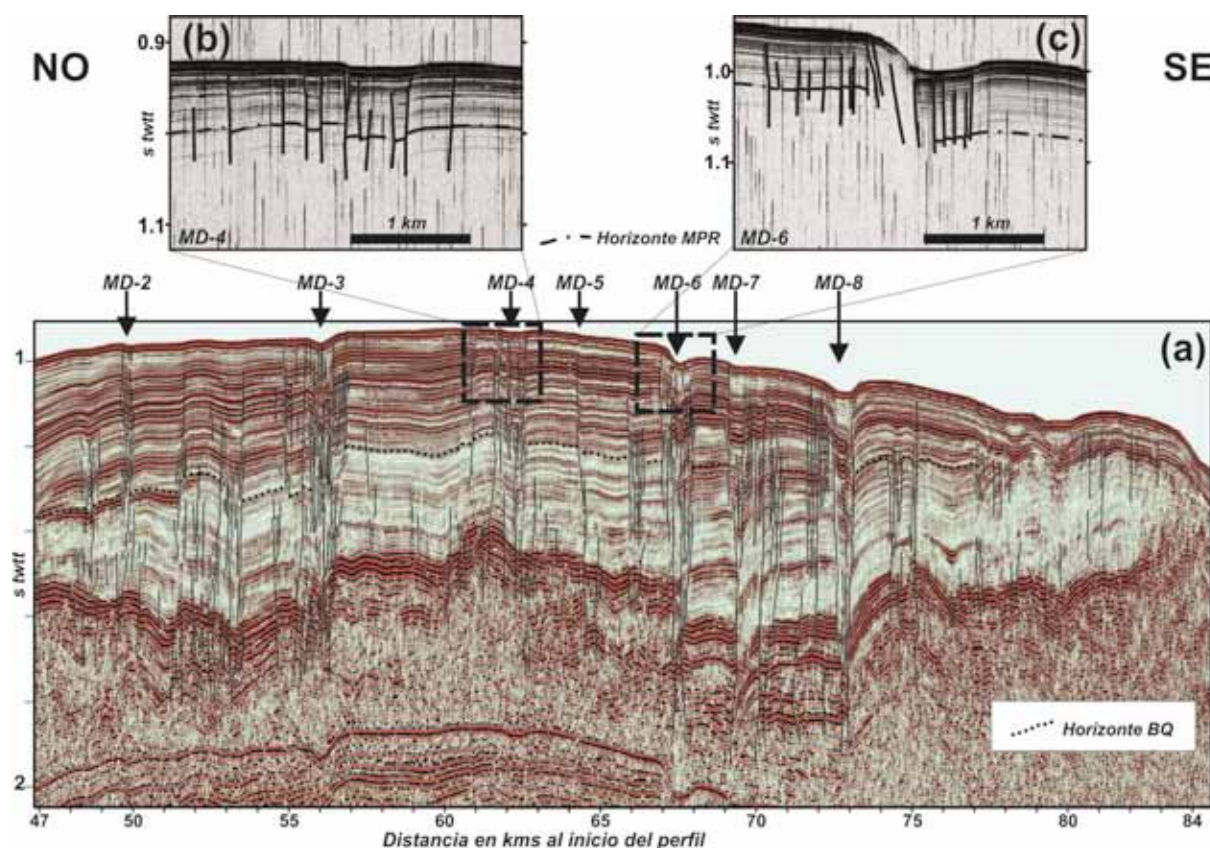


Figura 2: Perfil sísmico de airgun (a) y perfiles de sonda paramétrica (b, c) adquiridos simultáneamente atravesando las zonas de falla de la plataforma marginal de Motril-Djibouti (MD-2 a MD-8) al norte de los montes submarinos de La Herradura y Djibouti. Se observa la componente normal de las zonas de fallas con y sin respuesta morfológica interpretados como fallas sinistras de dirección NNE-SSO. Localización del perfil sísmico en la Figura 1.a.

Figure 2. Seismic profile of airgun (a) and profiles of parametric echosounder (b, c) acquired simultaneously crossing the fault zones of the marginal platform of Motril-Djibouti (MD-2 to MD-8) north of the seamounts of La Herradura and Djibouti. The normal component of the faults zones with and without morphological response interpreted as left-lateral NES-SSW faults is observed. Location of the seismic profile in Figure 1.a.

MD2 (Figs. 1 y 2.a) es una zona de falla menor, tiene 6,5 km de longitud y una anchura de 0,2 km. Está constituida en superficie por un escarpe lineal de falla normal con hundimiento hacia el SE. Entre esta zona de falla y la siguiente (MD3) se observa un suave abombamiento de la superficie del fondo que en profundidad corresponde con una falla normal (Fig. 2.a) con hundimiento hacia el NO.

MD3 (Figs. 1 y 2.a) o Zona de Falla del Paso de Calahonda, se sitúa entre los montes submarinos de La Herradura y Djibouti Ville, tiene 45 km de longitud y está dividido en dos segmentos, con un pequeño cambio en su dirección, a partir del extremo NO del segundo de estos montes; i) el SO tiene 16 km y en superficie corresponde a un corredor estrecho (0,7 km) de escarpes de falla normal con una depresión romboidal de 3 km de longitud y 1,2 km de anchura; y ii) el NE 29 km de longitud, en superficie tiene una anchura máxima de 4 km y su estructura es una fosa simétrica formada por fallas normales distribuidas en graderío hacia el interior de la estructura, donde se encuentra la falla principal. Su morfología se caracteriza por escarpes de falla normal y un corredor de depresiones, a modo de mini-cuencas *pull-apart*. En los perfiles sísmicos esta zona de falla tiene un salto normal de la base del Cuaternario (2,6 Ma) de 100 ms, con hundimiento hacia el NO.

MD4 (Figs. 1, 2.a y 2.b) tiene 48 km de longitud, con dos segmentos con un ligero cambio en la dirección al atravesar el monte submarino de Djibouti Ville: i) el SO tiene 19 km de longitud y su estructura superficial se caracteriza por un escarpe de falla normal y, ii) el NE alcanza 29 km de longitud y en superficie corresponde a un corredor bastante simétrico de escarpes de fallas y depresiones, con una anchura de 1,7 km. La falla principal tiene asociado saltos normales de 15 ms en el horizonte del Pleistoceno Medio (MPR, 0,9 Ma) y de 30 en la base del Cuaternario (Figs. 2.a y 2.b), su localización se asocia a un pequeño alto relativo del basamento.

MD5 (Figs. 1 y 2.a) tiene 6 km de longitud y 1,6 km de anchura, se caracteriza por escarpes de falla normal de dirección N-S y tiene un salto de 20 ms en la base del Cuaternario con hundimiento hacia el SE.

MD6 (Figs. 1, 2.a y 2.c) es una zona de falla de 45 km de longitud y estrecha (1 km de anchura). La falla principal se localiza al NO de la estructura y tiene una componente normal de hundimiento hacia el SE. Esta zona tiene una intensa deformación interna constituida por fallas normales en su mayoría de carácter antitético. En superficie se caracteriza por un corredor de escarpes de falla y depresiones tectónicas con geometría asimétrica. La falla principal desplaza en 40 ms tanto al horizonte MPR

como a la base del Cuaternario, si bien alcanza 100 ms para la base del Plioceno.

MD7 (Figs. 1 y 2.a) tiene 9 km de longitud y 1,6 km de anchura. Formada por un escarpe de falla normal con hundimiento hacia el SE. Tiene una intensa zona de fracturación interna con sucesivas fallas normales antitéticas de salto menor. La falla principal produce un salto normal de 20 ms sobre el horizonte MPR y de 40 ms en la base del Cuaternario, y alcanza 80 ms en la base del Plioceno.

MD8 (Figs. 1 y 2.1) alcanza una longitud de 42 km y una anchura de 1,4 km. En superficie la deformación aparece distribuida en un estrecho corredor de depresiones tectónicas de 0,7 km de anchura, marcadas por escarpes lineales de falla normal en sus bordes, que generan una estructura en forma de fosa. El límite NO tiene asociada una intensa zona de fracturación de 0,7 km de anchura constituida por fallas normales con equidistancias de 0,1 km y orientación N-S; en el límite SE produce el principal desplazamiento hacia el interior de la fosa en el horizonte MPR (40 ms), si bien a través de la estructura no hay un desplazamiento neto de las diferentes unidades sedimentarias.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El margen septentrional del Mar de Alborán en la plataforma marginal de Motril-Djibouti ha sufrido una intensa deformación durante el Cuaternario. Las principales estructuras corresponden a zonas de falla transcurrentes sinistras de orientación NNE-SSO. Se han observado dos tipos de zonas de falla en superficie: i) constituidas por escarpes lineales de falla normal (MD2, MD5 y MD7) y ii) caracterizadas por corredores de escarpes y depresiones tectónicas (MD1, MD3, MD4; MD6 y MD8), algunas de las cuales tienen una intensa fracturación interna (MD3, MD6, MD7 y MD8). Las estructuras secundarias son fallas normales y corredores de estructuras transtensivas. Este carácter normal-transtensivo se acentúa al norte de los montes submarinos de La Herradura y de Djibouti donde la deformación de las principales zonas de falla (MD3, MD4, MD6, MD7 y MD8) es más intensa (Figs. 1.c y 2.a)

Las estructuras descritas tienen longitudes entre 40 y 50 km, si bien en el modelo batimétrico de la cuenca se observa que en varios casos tienen mayor longitud aumentando la magnitud del terremoto potencial que podrían producir. En este sentido MD8 es la de mayor potencial pues corresponde a la prolongación hacia el NNE de la falla de Al Idrissi (Estrada et al., 2018) (Figs. 1 y 2.a) sumando los diferentes segmentos al menos 115 km de longitud; MD3 continúa hacia el SSO al menos 28 km, con un total de 73 km, llegando a afectar al monte submarino de Ibn Batouta (Fig. 1) y, de forma similar, MD4 y MD6 que continúan también esta misma dirección entorno a 20 km, alcanzando 68 y 65 km respectivamente. Cabe destacar que el segundo segmento (NE) de MD1 supone una prolongación de la zona de falla principal hacia el NNE.

La distribución de los epicentros de los terremotos producidos en la región desde 1990 (www.ign.es), permite analizar la actividad de estas estructuras. Se

observa como las principales zonas de falla tienen asociada sismicidad fundamentalmente de baja magnitud (<3,5). Existen concentraciones de terremotos alineadas con MD6 y en menor medida con MD8, MD4 y MD3, mientras que MD1 tiene así mismo una concentración de terremotos pero más amplia y difusa. De igual forma se observa que MD3, MD4, MD6 y MD8 tienen terremotos de magnitud >3,5 especialmente en sus extremos tanto hacia el SO, entre los montes submarinos de Ibn Batouta y Djibouti Ville, como hacia el NE en su prolongación en la cuenca de Motril.

Se definen dos grandes zonas de orientación NNE-SSO a NE-SO donde se concentran los epicentros de los terremotos, la primera se extiende entre las zonas de falla MD4 a MD8 y suponen la conexión de la zona activa de Alhucemas por medio de la zona de Falla de Al Idrissi, mientras que la segunda coincide con la zona de falla MD1 y su prolongación hacia el margen continental en la zona de Motril y sierras litorales. Esta distribución remarca el potencial sísmico de estas zonas de fallas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el programa RIGEL (IEO), los proyectos FAUCES CTM2015-65461-C2-2-R MINECO/FEDER, INPULSE CTM2016-75129-C3-1-R AEI/FEDER, DAMAGE CGL2016-80687-R AEI/FEDER, y grupos RNM-328 y RNM-148 del PLAN Andaluz de Investigación (PAIDI).

Referencias bibliográficas

- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P & Harris, C. (2004) Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the Western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 91-108.
- Estrada, F., Galindo-Zaldívar, J., Vázquez, J.T., Ercilla, G., D'Acremont, E., Alonso, B., & Gorini, C. (2017). Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova*, 30, 24-33.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I. et al. 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Juan, C., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. et al. 2016. Seismic evidence of current-controlled sedimentation in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary: Palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 378, 292-311.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Watts, A.B. 2013. Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research* 25, 1-27, doi: 10.1111/bre.12005.
- Perea, H., Gràcia, E., Martínez-Loriente, S. et al. (2018) Kinematic analysis of secondary faults within a distributed shear-zone reveals fault linkage and increased seismic hazard. *Marine Geology*, 399, 23-33.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K. & Williams, J.R. (2013) The Betic-Rif Arc and its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.
- Sanz de Galdeano, C.S., and Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190.
- Soto, J.I., Fernández-Ibáñez, F., Fernández, M. & García Casco, A. (2008) Thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc: Influence on active tectonics in the Western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002061>.



SESIÓN 3

ARQUEOSISMOLOGÍA Y FALLAS ACTIVAS



ARQUEOSISMOLOGÍA APLICADA: IDENTIFICACIÓN DE EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1755) EN LAS ÁREAS CIRCUNDANTES A LA PLANTA PILOTO DE INYECCIÓN DE CO₂ EN HONTOMÍN (BURGOS, ESPAÑA)

Applied Archaeoseismology: identification of earthquake archaeological effects of the 1755 Lisbon earthquake in the surrounding areas of the pilot plant for CO₂ injection at Hontomín (Burgos, Spain)

M.A., Rodríguez-Pascua¹, J.F., Mediato¹, R., Pérez-López¹, R., Martínez Orio¹

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. ma.rodriguez@igme.es; jf.mediato@igme.es; r.perez@igme.es; ro.martinez@igme.es

Resumen: la planta piloto de inyección de CO₂ de Hontomín (Burgos) es la única planta de inyección en tierra en Europa. Para el desarrollo de este tipo de plantas de inyección son necesarios los estudios de los posibles efectos de terremotos que puedan afectarles. La falta de estudios de neotectónica en esta zona de la meseta norte de España hace necesario obtener datos sobre terremotos antiguos en esta zona. Los efectos de campo lejano del terremoto de Lisboa en Burgos pueden contribuir al conocimiento del comportamiento sísmico del terreno en caso de la ocurrencia de eventos similares. Hemos seleccionado principalmente construcciones románicas para obtener la dirección media de movimiento del sustrato generada por el terremoto de Lisboa en esta zona. Los resultados preliminares indican una dirección media de movimiento NE-SO. Las trayectorias de deformación obtenidas son refractadas por las fallas principales de la zona, variando su orientación para disponerse perpendiculares a estas.

Palabras clave: Arqueosismología, Efectos Arqueosismológicos de Terremotos (EAEs), terremoto de Lisboa, almacenamiento de CO₂.

Abstract: the pilot plant for CO₂ injection at Hontomín (Burgos) is the only injection plant onshore in Europe. In the development of this type of injection plants it is necessary to study the effect of possible earthquakes that may affect it. The lack of neotectonic studies in this area of central Spain make necessary obtain data of ancient earthquakes that affected this territory. The far field effect of the Lisbon earthquake in Burgos can contribute to the knowledge on the ground behaviour in case of events of similar characteristics. We select the mainly Romanesque buildings to obtain the mean ground movement direction generated by the Lisbon earthquake in this area. The preliminary results show a mean direction of ground movement NE-SW. The strain trajectories are reflected by the main faults of the zone, varying its orientation to be oriented perpendicular to the main faults.

Key words: Archaeoseismology, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Lisbon earthquake, CO₂ storage.

INTRODUCCIÓN:

Según la actualización del mapa de peligrosidad sísmica de España (IGN, 2012) la zona donde se asienta la planta piloto de inyección de CO₂ de Hontomín (Burgos), tendría una aceleración sísmica estimada de 0.06 g para un periodo de retorno de 475 años. Para el caso de instalaciones de este tipo, es necesario tener un mayor conocimiento del fenómeno sísmico en el entorno, así como de la posible afección por terremotos de campo lejano. Esto hace que la arqueosismología sea una herramienta que nos permita conocer cuál es el comportamiento sísmico del terreno ante este tipo de eventos, máxime cuando la peligrosidad sísmica no predice la ocurrencia de grandes terremotos que superen estos periodos de retorno (Stein *et al.*, 2012). Por este motivo hemos seleccionado el terremoto de Lisboa (1755) por su afección a toda la Península Ibérica (Fig. 1) y Norte de África (además de detectarse efectos en toda Europa, Silva *et al.*, 2017). Para tener datos homogéneos se ha utilizado el rico patrimonio románico de la provincia de Burgos para estudiar los EAEs producidos por este

terremoto en estas construcciones. Además se han seleccionado construcciones de épocas anteriores y posteriores al románico pero siempre previas a 1755, que serán analizadas en futuras prospecciones.

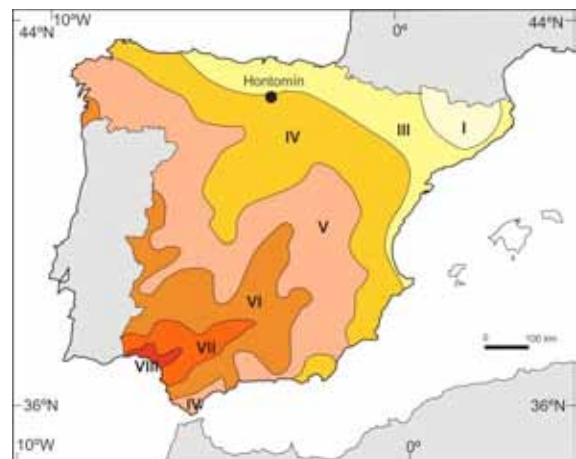


Figura 1: Situación de Hontomín sobre el mapa de isosistas del terremoto de Lisboa de 1755 (modificada de Martínez Solares, 2001).

Figure 1. Location of Hontomín over the isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake (after Martínez Solares, 2001).

EL TERREMOTO DE LISBOA EN BURGOS:

El terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755 ha sido el mayor terremoto que ha afectado a España en particular y Europa en general en tiempos históricos (Martínez Solares, 2001). Este terremoto no solo afectó a la población en un sentido físico, sino que cambió la forma de pensar con respecto al origen de los terremotos y provocó que se cimentasen las bases de la sismología moderna. El epicentro del terremoto aún es objeto de debate científico (Gutscher, 2005), aunque la posición aproximada parece claro que está al SW del Cabo de San Vicente, independientemente de la falla exacta que lo generó. La intensidad máxima de este terremoto es X (EMS-1998) (Martínez Solares y Mezcuá, 2002) localizándose en el sur de Portugal y entorno de Lisboa, pero con efectos importantes en el resto de la Península Ibérica. Algunos de estos efectos aún son visibles en nuestro patrimonio histórico, como iglesias y grandes catedrales. En el caso de la provincia de Burgos no hay mucha información al respecto, tan solo hay descripciones de efectos (Martínez Solares, 2001) en tres poblaciones en un anillo comprendido entre los 25 y 35 km alrededor de Hontomín: Burgos (25 km al S), Briviesca (25 km al E) y Frías (34 km al NE). En Burgos, por ejemplo, describen extrusiones de bloques de sillería: “Sólo en la Parroquia de San Lesmes se desgajó, y cayó, una piedra de sillería, de peso de un quintal...”. Hontomín se situaría aproximadamente en la isosista divisoria entre intensidad IV y III para este terremoto de Lisboa (Martínez Solares, 2001) (Fig. 1).

METODOLOGÍA:

Se ha realizado una toma de datos de las estructuras de deformación en el patrimonio, para posteriormente realizar una clasificación de los efectos utilizando la metodología propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.*, (2011) para la clasificación de Efectos Arqueológicos de Terremotos (*Earthquake Archaeological Effects*, EAEs). La zona de estudio comprende dos áreas circulares con un radio de 10 (que contiene la estructura de almacenamiento) y 20 km (como zona de seguridad) respectivamente alrededor de la planta piloto de inyección de CO₂ de Hontomín (Fig. 2). El área de 10 km se ha analizado en detalle, mientras que la segunda ha servido para mejorar las condiciones de contorno del estudio y poder contextualizarlo en la geología regional de la zona. Una vez clasificados los EAEs es necesario realizar un análisis de los mismos con objeto de ver si son compatibles con una misma dirección de movimiento medio del sustrato. Para calcular las direcciones de movimiento del sustrato se han utilizado métodos de geología estructural clásica, con objeto de orientar los daños y las deformaciones producidas en el edificio (Giner *et al.*, 2011 y 2012). Esta metodología fue aplicada con éxito durante el terremoto de Lorca de 2011 (Giner *et al.*, 2012; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012), donde se obtuvieron trayectorias de deformación tanto a escala de toda la localidad como a escala de algunas de sus construcciones más emblemáticas como la Colegiata de San Patricio.

Se ha realizado una búsqueda bibliográfica previa para localizar construcciones patrimoniales que

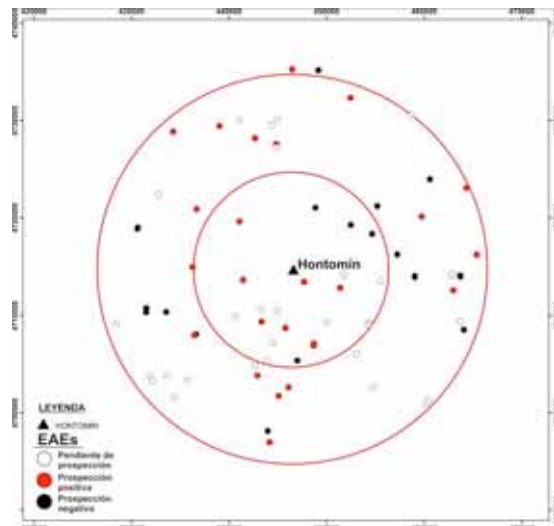


Figura 2: Radios para el estudio arqueosismológico alrededor de la planta piloto de inyección de CO₂ en Hontomín (Burgos) (10 y 20 km). Puntos blancos: con potencial de EAEs; Puntos negros: prospección negativa; Puntos rojos: prospección positiva.

Figure 2. Radial zones (10 and 20 km) around the pilot plant for CO₂ injection for the archaeoseismological study (Hontomín, Burgos). Prospection for EAEs: White dots (potential sites for EAEs); black dots (negative prospection); red dots (positive prospection).

podiesen albergar efectos del terremoto de Lisboa. Para lo cual se han agrupado en: prerrománicas, románicas (FSMR, 2002, Valle Barreda, 2009) y postrománicas previas a 1755. Este agrupamiento tiene como objeto homogeneizar al máximo los tipos constructivos a estudiar para que los resultados sean comparables entre poblaciones y construcciones. En dicha prospección se han localizado un total de 80 localidades con patrimonio pre-1755 con posibilidad de contener efectos de dicho terremoto, 21 de las cuales se encuentran dentro de un radio de 10 km entorno a Hontomín y 59 en un radio de 20 km (algunas localidades tienen varias construcciones pre-1755). En la primera campaña de campo realizada se han prospectado un total de 35 localidades en ambos radios, habiendo 23 resultados positivos y 12 negativos. En cuanto a elementos patrimoniales estudiados, se han localizado 27 construcciones con EAEs y 12 negativas o sin efectos visibles actualmente (Fig. 2). Algunos de estos resultados “negativos” son provisionales, ya que muchos de ellos se deben a la restauración de edificaciones que han podido borrar los EAEs que contenían. Por este motivo, se van a consultar los informes de restauración de las mismas por si en estos hubiese documentos gráficos o escritos donde se puedan identificar EAEs restaurados.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES:

En las 27 construcciones donde se han podido observar efectos del terremoto de Lisboa se han recopilado un total de 152 datos de EAEs. Y los EAEs medidos se clasifican en:

- Claves caídas de arco (Fig. 3): 51 datos.
- Fracturas penetrativas (Fig. 4): 46 datos.
- Esquinas fracturadas (*dipping broken corners*) (Fig. 5): 29 datos.

- Desplazamientos de bloques de sillería (Fig. 6): 16 datos.
- Basculamiento de muros: 6 datos.
- Contrafuertes girados: 3 datos.
- Muros plegados: 1 dato.



Figura 3: Clave caída en la torre del campanario de la iglesia románica de Ubierna (Burgos).



Figura 4: Esquinas fracturadas (*dipping broken corners*) en un contrafuerte del ábside de la iglesia románica de Quintana-Urria (Burgos).

Figure 4. Dipping broken corner in a buttress in the apse of the Romanesque Quintana-Urria Church (Burgos).



Figura 5: Fractura penetrativa en el muro oeste de la iglesia de Quintanilla-Sobresierra (Burgos).

Figure 5. Penetrative fracture in masonry blocks in the west Wall of the Quintanilla-Sobresierra Church (Burgos).

Estas deformaciones tendrían intensidades EMS98 superiores a VI. El desfase con respecto al mapa de la figura 1 se debe a que el patrimonio se ve excluido en los cálculos de intensidades para la EMS98. La orientación media obtenida para el total de los datos

es N012°E (Fig. 7). Se han elaborado las trayectorias medias de movimiento del sustrato para los datos distribuidos en las distintas poblaciones (Fig. 6) siguiendo una media NE-SW compatible con la posición del epicentro del terremoto de Lisboa (al SW del Cabo de San Vicente). Es interesante destacar que estas trayectorias varían su orientación al atravesar las principales fallas de la zona, como la fallas de Ubierna (Tavani *et al.*, 2011), Hontomín y Rumaceo, produciendo una refracción en las trayectorias que tienden a disponerse perpendiculares a estas fallas de entidad cortical (Fig. 7). Esta refracción podría deberse a que esta zona es el límite entre los depósitos detríticos de la Cuenca del Duero y los carbonatos de la Cordillera Cantábrica. También cabe destacar que la mayor concentración de puntos prospectados con resultado negativo (6 localidades) se encuentra en el cuadrante NE del radio de 10 km, muy posiblemente debido a el comportamiento del sustrato en esta zona, formado por margas y calizas lacustres vallesienses.



Figura 6: - Desplazamientos de bloques de sillería en uno de los contrafuertes del muro norte de la iglesia románica de Nidáguila (Burgos).

Figure 6. Displaced masonry blocks in a buttress of the north wall of the Romanesque Nidáguila Church (Burgos).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto europeo ENOS: “*ENabling Onshore CO2 Storage in Europe*” en la convocatoria Horizonte 2020 (Project ID: 653718). Y con los proyectos EGE0 (IGME; Ref: 2612), CGL2015-67169-P (USAL), y es una actividad integrada en el grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- FSMR, (2002). *La enciclopedia del Románico en Castilla y León. Burgos*. Ed. Fundación Santa María la Real. Aguilar de Campoo. 4 Tomos.
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., y Lario Gómez, J. (2011). *Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI*. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. y Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de danos

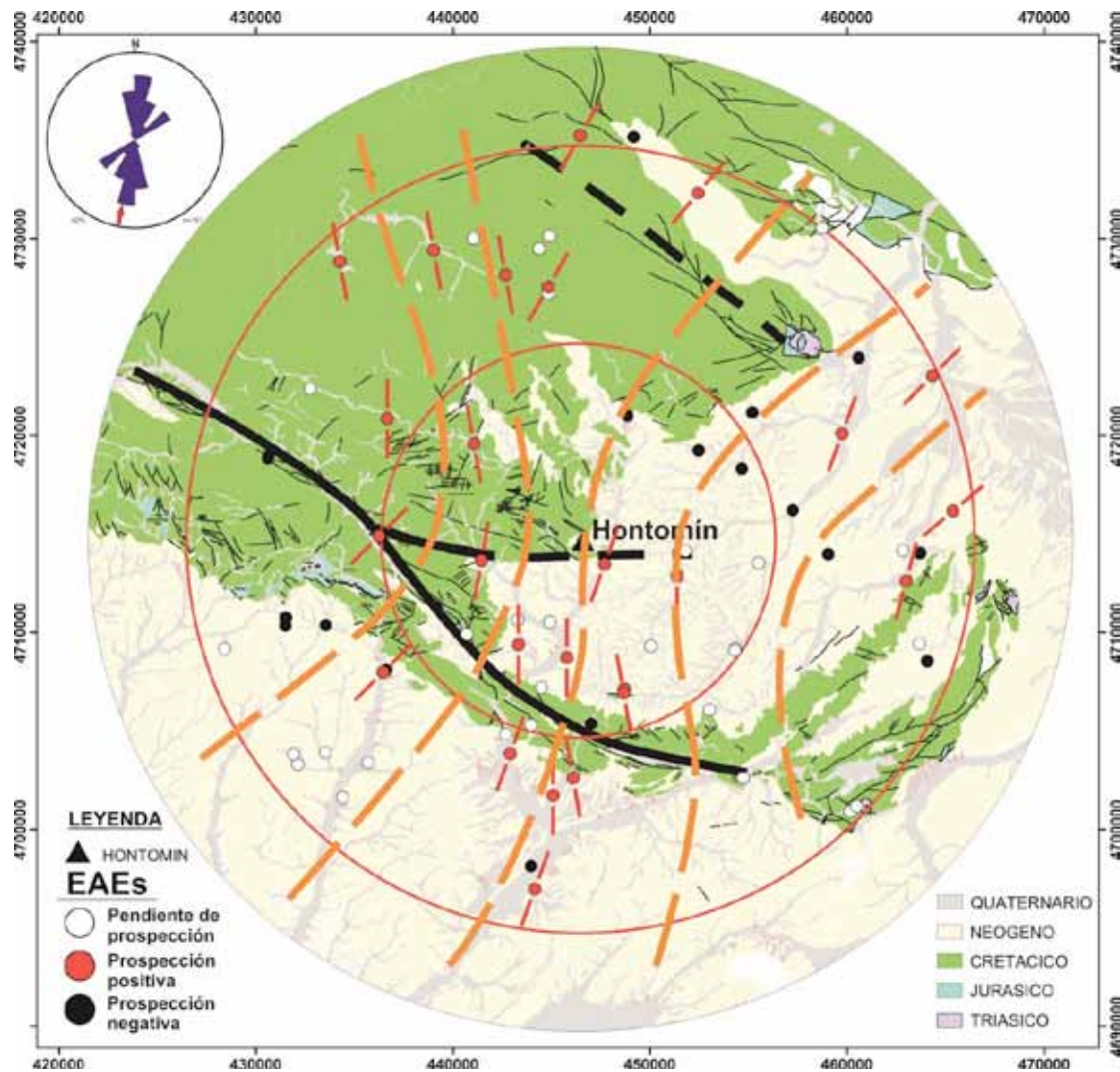


Figura 7: Distribución espacial de las estaciones de medida de datos de EAEs en el entorno al almacenamiento de Hontomin en relación con la geología (radios de 10 y 20 km). Se han representado las orientaciones de dirección media de movimiento del sustrato en cada punto de medida (líneas rojas) y las trayectorias medias (líneas discontinuas naranjas y rosa de direcciones) asociadas al terremoto de Lisboa.

Figure 7. Spatial distribution of measuring markers of EAEs in Hontomin surroundings (radius of 10 and 20 km). It is represented the orientation of mean ground movement (red lines) and the mean trajectories (dashed orange lines and rose diagram) associated to the Lisbon earthquake.

orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 503-513.

Gutscher, M.A. (2005). What Caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, 305: 1247-1248.

Martínez-Solares, J.M. (2001). *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Martínez-Solares, J.M. y Mezcua, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 253 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., and Reicherter, K., (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L. y Silva, P.G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de

Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 487-502.

Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Gómez-Diego, P.V., Rodríguez-Pascua, M.A., Roquero, E., Martínez-Graña, A., Bardají, T. (2017). The AD 1755 Lisbon Earthquake-Tsunami: Modelling the seismic source from the analysis of environmental and building macroseismic data. In: *Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology*. Ed. Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited. Wellington (New Zealand). 348-351.

Stein, S., Geller, R.J. & Liu, M. (2012). Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it. *Tectonophysics*, 562-563, 1-25.

Tavani, S., Quintà and Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, 509, 238-253.

Valle Barreda, C. 2009. *Burgos, todo el románico*. Ed. Fundación Santa María la Real. Aguilar de Campoo. 592 pp.



EFFECTOS AMBIENTALES DEL TERREMOTO DE ARENAS DEL REY DE 1884 (ESPAÑA). APLICACIÓN DE LA ESCALA ESI07

Environmental effects of the 1884 Arenas del Rey earthquake (Spain). Application of the macroseismic scale ESI07

Rodríguez-Pascua, M.A.¹; Silva, P.G.²; Perucha, M.A.¹; Giner Robles, J.L.³; Elez, J.²; Roquero, E.⁴

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, España. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es

(2) Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. Hornos Caleros, 50. 05003 Ávila. España. pgsilva@usal.es; j.elez@usal.com

(3) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid, España. jorge.giner@uam.es

(4) Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid, España. elvira.roquero@upm.es

Resumen: El terremoto de Arenas del Rey de 1884 ha sido el último gran terremoto catastrófico que ha sufrido España (EMS98=IX-X; Mw=6,5-6,7). Generó una ruptura superficial de falla normal de más de 20 km de longitud. Así mismo produjo una gran cantidad de efectos geológicos, tanto primarios como secundarios. Los efectos secundarios más comunes fueron deslizamientos y caídas de rocas. La utilización de la escala macrosísmica de efectos ambientales ESI07 ha permitido acotar la zona epicentral de este terremoto en el polje de Zafarraya. A partir de la distribución de intensidades resultante y de la modelización de las dimensiones de la fuente sísmica, se ha elaborado un mapa de aceleraciones (*Shake Map*), obteniéndose aceleraciones máximas de 0,71g.

Palabras clave: Terremoto, escenario sísmico, mapa de aceleraciones, efectos ambientales de terremotos (EEEs)

Abstract: The Arenas del Rey earthquake of 1884 was the last major damaging earthquake in Spain (EMS98 = IX-X, Mw = 6.5-6.7). It generated a normal fault surface rupture of more than 20 km in length. It also produced a large number of geological effects, both primary and secondary. The most common secondary effects were landslides and rock falls. The use of the macroseismic scale of environmental effects ESI07 has allowed to delimit the epicentral zone in the Zafarraya polje. From the resulting intensity distribution and modeling of the dimensions of the seismic source, an acceleration map (*shake map*) has been obtained which shows maximum accelerations of 0.71g.

Key words: Earthquake, seismic scenario, shake map, earthquake environmental effects (EEEs)

INTRODUCCIÓN

El 25 de diciembre de 1884 tuvo lugar el terremoto catalogado por el IGN como de Arenas del Rey (Granada) aunque situaron su epicentro en Alhama de Granada (Granada) (Martínez Solares y Mezcuá, 2002). No obstante, la falla que produjo este terremoto es la falla de Ventas de Zafarraya (Granada) (Reicherter et al., 2003). En diversas publicaciones históricas aparece referido como Terremoto de Andalucía de 1884. Esta triple denominación para el mismo evento pone de manifiesto el problema que puede generar el uso de distintas escalas macrosísmicas, como es el caso de la EMS98 en la que no se tienen en cuenta los efectos ambientales. Se da la paradoja de que en el informe que realizaron Taramelli y Mercalli en 1886 localizaron el epicentro sobre la falla de Ventas de Zafarraya, al pie de la Sierra de Almajares. Para la localización del epicentro utilizaron las direcciones de movimiento deducidas de las deformaciones y efectos producidos en las construcciones, demostrando la utilidad de este tipo de efectos, que en la actualidad se conocen como Efectos Arqueológicos de Terremotos (Earthquake Archaeological Effects, EAEs). En el presente trabajo se van a utilizar tanto la escala medioambiental de intensidad sísmica (ESI07) para elaborar un mapa de isosistas, como la generación de mapas de aceleraciones (*shake maps*) para poder comparar los

resultados con la fuente sísmica deducida del trabajo de campo y de las descripciones históricas.



Figura 1: Situación del epicentro del terremoto de Arenas del Rey (Granada) de 1884.

Figure 1. Situation of the epicenter of the Arenas del Rey (Granada) earthquake of 1884.

METODOLOGÍA

La metodología utilizada se basa en la comparación espacial de la distribución de intensidades ESI07 y la de las aceleraciones superficiales del movimiento del sustrato calculadas teniendo en cuenta la topografía y la geología de la zona. La distribución de las

intensidades ESI07 en los mapas de isosistas deberán ser espacialmente compatibles con las aceleraciones obtenidas de los *shake maps*. De este modo, se podrá validar la hipótesis de la falla responsable del terremoto y de la localización de la zona epicentral.

La escala de intensidades ESI07 (Michetti et al., 2007) de efectos ambientales de terremotos (EEEs) se basa en la clasificación de los efectos causados por los terremotos sobre las personas, construcciones humanas (edificaciones e infraestructuras) y en el medio natural (efectos ambientales o geológicos). Estos valores proporcionan una estimación de la severidad de la sacudida sísmica teniendo en cuenta los efectos producidos por el rango completo de frecuencias del movimiento ondulatorio, así como de las deformaciones estáticas que se produzcan. La recopilación de los EEEs se ha realizado mediante trabajo de campo y consultando los informes geológicos y sismológicos que se realizaron después del terremoto, siendo estos cuatro los más destacables:

- Comisión Oficial Española (1885): Informe de la Comisión Oficial de los Terremotos de Andalucía. (Comisión del Mapa Geológico de España, 1885; Anónimo, 1890).
- Domingo de Orueta (España) (1885): Informe de los terremotos ocurridos en el Sud de España (Orueta, 1885).
- Comisión de la Academia de Lincei de Roma (1886): Memoria del terremoto andaluz comenzado el 25 de diciembre de 1884 (Taramelli y Mercalli, 1886).
- Misión Francesa (Academia de Ciencias del Instituto de Francia) (1889): Estudios relativos al temblor de tierra del 25 de diciembre de 1884 y la constitución geológica sacudida por los temblores de tierra (Fouqué, 1890).

Para la obtención de las aceleraciones que afectaron a la zona se han aplicado las líneas metodológicas para la elaboración de mapas de aceleración pico del sustrato (PGA) (*shake maps*) propuestas por Silva et al. (2017), las cuales se basan y mejoran las recomendadas por el USGS. Se han utilizado modelos digitales de elevaciones del IGN con una resolución mínima de 5 m/pixel para efectos cercanos y la geología real de la zona. Esta metodología es especialmente útil en el estudio de terremotos históricos como el que nos ocupa, ya que tiene en cuenta la respuesta del terreno en función de la geología de los materiales cuaternarios y la geomorfología de la zona afectada. También se han definido para la modelización, las características de la fuente sísmica: magnitud, localización, orientación y componente de movimiento (de falla normal en este caso).

RESULTADOS

Se han inventariado un total de 35 EEEs, en su mayoría corresponden a movimientos de ladera, con tres grandes deslizamientos como son los de Güevejar, El Guaro (Periana) y Albuñuelas (Fig. 2). Los siguientes efectos más abundantes son los hidrológicos (aparición y desaparición de manantiales y cambios en los parámetros de temperatura y caudal, etc). Estos efectos se han

extraído de las descripciones en textos de la época, ya que dado su carácter efímero no pueden observarse en la actualidad. También se han encontrado numerosas descripciones de grietas en el sustrato producidas por fracturas aisladas, separándolas de las que corresponden a cicatrices de cabecera de deslizamientos y a la ruptura superficial de la falla que generó el terremoto. En el caso de este terremoto, contamos con la descripción y comprobación en campo de la ruptura superficial de la falla normal de Ventas de Zafarraya, responsable del terremoto (Reicherter et al., 2003). También se han hallado efectos de caída de árboles (algunos visibles en la actualidad) y efectos espeleosismológicos.



Figura 2: Fotografía de época (Fotógrafo de Alfonso XII) de la cabecera del deslizamiento del Guaro (arriba a la izquierda) y fotografías actuales del mismo escarpe de cabecera del deslizamiento y grieta.

Figure 2: Vintage photograph (Photographer of Alfonso XII) of the head scarp of the Guaro landslide (up to the left) current photographs of the same escarp and ground crack.

La ruptura superficial cosísmica de la Falla de Zafarraya que generó el terremoto de 1884 ha sido estudiada mediante técnicas paleosismológicas por Reicherter et al. (2003) y geofísicas por Grützner et al. (2013). Ambos coinciden en que la magnitud máxima está en torno a 6,5 con un periodo de recurrencia de 2000 años. La ruptura superficial estaría en torno a 20 km de longitud y es compatible con las magnitudes calculadas a partir de los saltos superficiales por Reicherter et al. (2003) y Grützner et al. (2013). Esta ruptura superficial es la que condiciona la distribución de EEEs, los cuales se reparten principalmente en una banda E-W, tanto al N como al S de la traza en superficie de la ruptura.

El deslizamiento de El Guaro (Periana) (Fig. 2) en materiales margosos es un claro efecto de campo

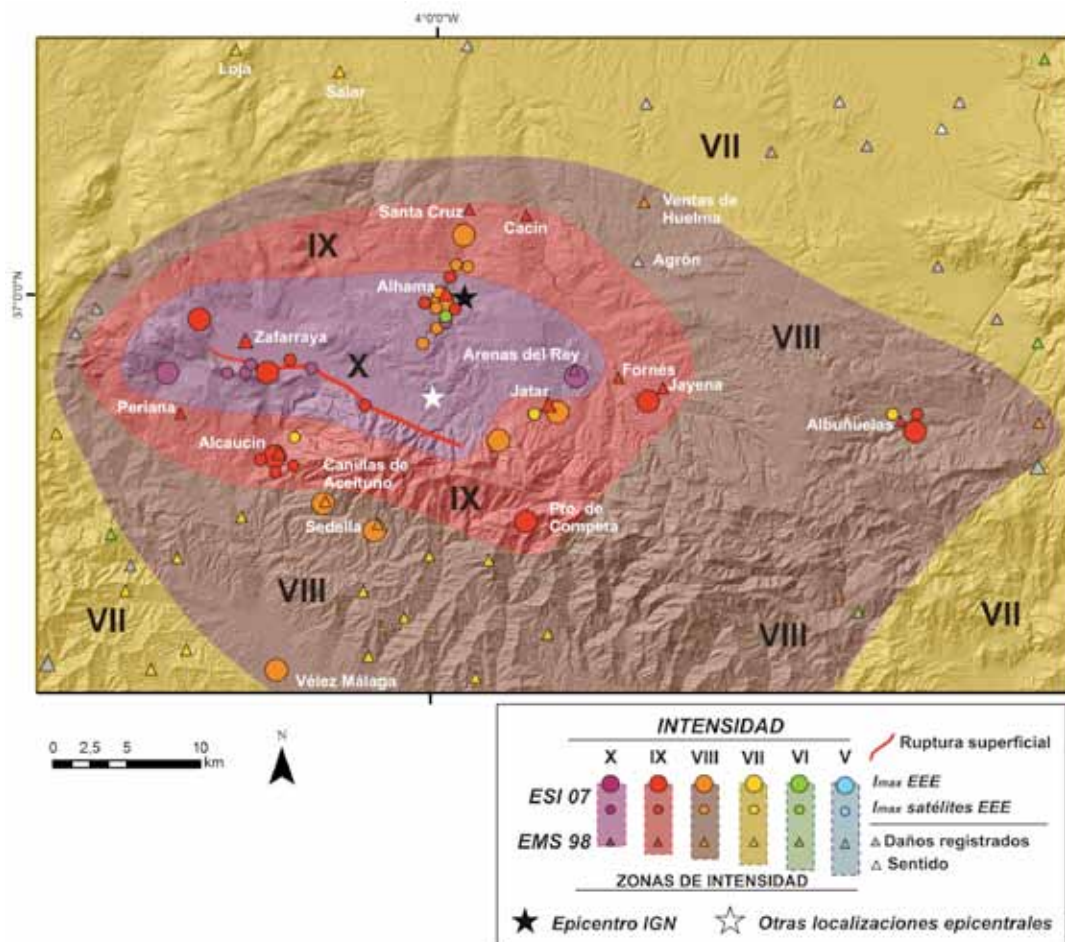


Figura 3. Mapa de isosistas ESI07 del terremoto de Arenas del Rey (Granada) de 1884. La estrella blanca es el epicentro calculado por Taramelli y Mercalli (1886).

Figure 3. Map of ESI07 isosists of the Arenas del Rey earthquake (Granada) of 1884. The white star is the epicenter calculated by Taramelli and Mercalli (1886).

cercano por su proximidad a la falla, mientras que dentro de los efectos de campo lejano podemos incluir los deslizamientos de Güevejar y Albuñuelas. Las condiciones geológicas del sustrato son distintas en los casos de campo lejano. En Güevejar el deslizamiento se produce principalmente en margas con niveles de lignito que favorecieron el deslizamiento, mientras que en Albuñuelas los materiales deslizados corresponden a areniscas y limos.

Estos grandes deslizamientos hicieron que los efectos que produjeron sobre las poblaciones de Güevejar y Albuñuelas fuesen muy importantes, lo cual se tradujo en intensidades EMS98 altas, VII y IX respectivamente. El hecho de que el sustrato se encontraba saturado en agua en esta época del año favoreció este tipo de fenómenos, como es el caso del ocurrido en campo cercano (<10 km; El Guaro), donde las eras del cortijo deslizaron más de 200 m pendiente abajo, llegando a provocar obturaciones del valle con represamientos de los arroyos de la zona.

Los procesos de licuefacción están prácticamente ausentes. A pesar de que con anterioridad algunos de los efectos registrados se habían atribuido a fenómenos de licuefacción (López Arroyo et al., 1980), estos no son compatibles con el sustrato geológico que los alberga. La única licuefacción descrita históricamente (Fouqué, 1889) que sería

compatible con el sustrato geológico es la de Vélez Málaga.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las intensidades ESI07 estimadas para los distintos EEEs varían entre X para el deslizamiento de El Guaro y la ruptura superficial de la falla y VIII para algunos de los efectos hidrológicos (Fig. 3).

Las intensidades máximas ESI07=X se encuentran distribuidas en una banda E-W. En el lado W de la banda es donde se ha podido constatar la ruptura cosísmica de la Falla de Ventas de Zafarraya. En la zona N de este área de máxima intensidad hay una concentración de efectos de dirección N-S que está condicionada por el efecto topográfico del encajamiento del Río Alhama, muy posiblemente asociado a una falla con esta orientación. En el cañón del río Alhama a su paso por Alhama de Granada (en la zona conocida como Los Tajos) se produjeron represamientos del río como consecuencia de la obturación del valle por la caída de bloques de roca con volúmenes realmente importantes (Fig. 4). Esta banda de máxima intensidad E-W se prolonga hasta Arenas del Rey que fue totalmente destruida. La distribución E-W de las intensidades máximas está condicionada por la ruptura superficial de la falla de Ventas de Zafarraya y los relieves de la Sierra de Alhama.



Figura 4. Represamiento del río Alhama en la zona conocida como Los Tajos próxima a Alhama de Granada.
Figure 4. Alhama River dammed up in the area known as Los Tajos near Alhama de Granada.

En el lado E también tiene una gran influencia la topografía de la Sierra de Almijara, además de los materiales cenozoicos donde se asientan las principales localidades afectadas. El caso del deslizamiento de Albuñuelas además se ve potenciado por el efecto topográfico del encajamiento del Río Albuñuelas. Otros efectos de campo lejano, como el deslizamiento de Güevejar, no se han incluido en este mapa de intensidades, ya que son efectos muy condicionados por ampliaciones del terreno y las características de los materiales geológicos, que saturados en agua favorecieron estos fenómenos.

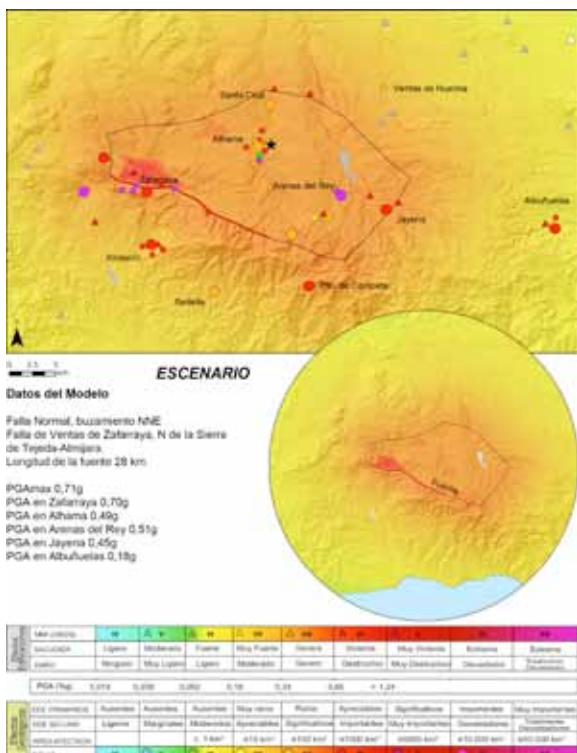


Figura 5. Mapa de aceleración del terremoto de Arenas del Rey (Granada) de 1884. El polígono representa la proyección del área de ruptura cosísmica de la falla de Ventas de Zafarraya.

Figure 5. Shake Map of the Arenas del Rey (Granada) earthquake of 1884. The polygon represents the surficial projected area of coseismic rupture of the Ventas de Zafarraya.

Utilizando la traza cartografiada de la ruptura cosísmica superficial de la falla normal de Ventas de Zafarraya, el MDT (5m/píxel del IGN) y la geología se ha obtenido el *shake map* del terremoto de 1884 (Fig. 5). La magnitud obtenida es $M_w=7,0$ con una $PG_{max}=0,71g$. Esta M_w es coherente con los datos de intensidades ESI07 obtenidos para la zona. Esta metodología se muestra como la adecuada para el estudio de terremotos históricos, especialmente cuando se tiene que definir la fuente sísmica que los generó.

Agradecimientos: Trabajo financiado por los proyectos EGEO (IGME; Ref: 2612), CGL2015-67169-P (USAL), y es una actividad integrada en el grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- Anónimo (1890). "Estudios relativos al terremoto ocurrido en Andalucía el 25 de diciembre de 1884 y la constitución geológica del suelo conmovido por las sacudidas efectuados por la Comisión destinada al objeto por la Academia de Ciencias de París". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Madrid, T. XVI: 299-303.
- Comisión del Mapa Geológico de España (1885). Terremotos de Andalucía. Informe dando cuenta del estado de los trabajos. *Bol. Com. Map. Geol.* T. XII. Madrid.
- Fouqué, F. (1890). "Estudios relativos al terremoto ocurrido en Andalucía el 25 de diciembre de 1884 y la constitución geológica del suelo conmovido por las sacudidas". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Madrid, LXVI: 305-308.
- Galbis Rodríguez, J. (1932). *Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N*. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística. Tomo I.
- Grützner, C. Ruano, P., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Becker-Heidmann, P., Sanz de Galdeano, C., Rudersdorf, A., Reicherter, K. (2013). Late Holocene rupture history of the Ventas de Zafarraya Fault (Southern Spain). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 51-61.
- López Arroyo, A., Martín Martín, A. J. y Mezcuza Rodríguez, J. (1980). *El terremoto de Andalucía de 1884*. Instituto Geográfico Nacional (Madrid). 139 pp.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., et al. (2007). Environmental Seismic Intensity scale – ESI 2007. Intensity Scale ESI-07 (Guerrieri, L., Vittori, E. Eds.). *Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia* 74. APAT, Rome, Italy, 41 pp.
- Orueta y Duarte, D. (1885). *Informe sobre los terremotos ocurridos en el sud de España en diciembre de 1884 y Enero de 1885*. Málaga: Tip. y Lit. de Fausto Muñoz
- Reicherter, K.R., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J., Reiss, S., González-Lodeiro, F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (South Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int. Journal Earth Science*, 92 (6), 912-922.
- Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L. Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T. Martínez-Graña, A. (2017). ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): An approach based on geological data and applied to seismic hazard. *Quaternary International*, 451, 185-208.
- Taramelli, T. y Mercalli, G. (1886). "I terremotti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884". *Atti Reale Accademia dei Lincei (Roma)*, vol. III, serie 4, 116-222.
- Vidal Sánchez, F. (2011). El Terremoto de Alhama de Granada de 1884 y su impacto. *Anuary Verdaguer*, 19, 11-45.



SESIÓN 4

**TÉCNICAS AVANZADAS EN EL ESTUDIO DE LOS PARÁMETROS DE ACTIVIDAD
DE LAS FALLAS ACTIVAS**



RESULTADOS PRELIMINARES DE LA APLICACIÓN DEL MODELO DE TRANSPRESIÓN TRICLÍNICA CON EXTRUSIÓN OBLICUA A UNA FALLA ACTIVA (FALLA DE ALHAMA DE MURCIA)

Applying the model of triclinic transpression with oblique extrusion to an active fault: The Alhama de Murcia Fault. Preliminary results.

J. Alonso-Henar (1), C. Fernandez (2) J.J. Martínez-Díaz (1,3)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. jahenar@geo.ucm.es

(2) Dpto. Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva.

(3) Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC), Madrid.

Resumen: Con el objetivo de entender la cinemática de zonas de cizalla complejas se han aplicado modelos cinemáticos que son testados comparándolos con casos naturales a través de diferentes protocolos. El modelo de transpresión triclínica con extrusión oblicua incluye la dirección de la cizalla simple oblicua a la dirección de la zona de cizalla junto a una extrusión oblicua a lo largo de la zona de cizalla producida por la componente coaxial. La aplicación de este modelo en la Falla de Alhama de Murcia arroja valores de vorticidad moderados (entre 0,62 y 0,89), lo que se relaciona con acortamientos locales entre N190°-210E, rotados con respecto al acortamiento regional entre 40° y 60° en sentido horario y valores de extrusión de la zona de cizalla que se desvían de la dirección de buzamiento del borde de la zona de cizalla 30° hacia el SO.

Palabras clave: Transpresión Triclínica, Falla de Alhama de Murcia, Tectónica Oblicua, Zonas de Cizalla, Modelos analíticos.

Abstract: To better understand the kinematics of complex shear zones, mathematic models have been tested against natural cases applying different protocols. The model of triclinic transpression with oblique extrusion includes simple shear direction oblique to the strike of the shear zone, together with oblique extrusion along the shear zone produced by the coaxial component. The application of this model to the Alhama de Murcia Fault presents kinematic vorticity values ranging from 0,62 to 0,89, which is related to local shortening directions rotated from 40° to 60° in a clockwise direction from the regional shortening and extrusion values deviating 30° SW from the dip direction of the shear zone boundary.

Key words: Triclinic transpression, Alhama de Murcia Fault, Oblique tectonics, Shear Zones, Analitic Models.

INTRODUCCIÓN

La transpresión monoclínica se define cinemáticamente como la combinación entre una cizalla simple paralela a la zona de cizalla, y una componente coaxial que implica extrusión paralela también a dicha zona de cizalla, pero formando un ángulo recto con la dirección de cizalla simple (Sanderson y Marchini, 1984). Por otro lado, en la transpresión triclínica la dirección de cizalla simple y la dirección de extrusión forman un ángulo distinto de 90° (p. ej., Lin et al., 1998; Fernández y Díaz Azpiroz, 2009).

En este estudio presentamos los resultados de la aplicación preliminar del modelo de transpresión triclínica con extrusión oblicua (Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009) a una falla activa, la Falla de Alhama de Murcia (FAM, Bousquet y Montenat, 1974). La FAM es un desgarre inverso-direccional de carácter sinistral. Es una zona de falla con un desplazamiento acumulado en la horizontal cercano a 10 km (Rutter et al., 1986) y es activa desde el Tortonense con su cinemática actual. Su rama principal tiene una orientación de N45°E, 70°NW, aunque se estudia también otra rama paralela con buzamiento antitético 70°SE. Se la considera parte de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, junto a las fallas de Carrascosy, Los Tollos, Carboneras y Palomares.

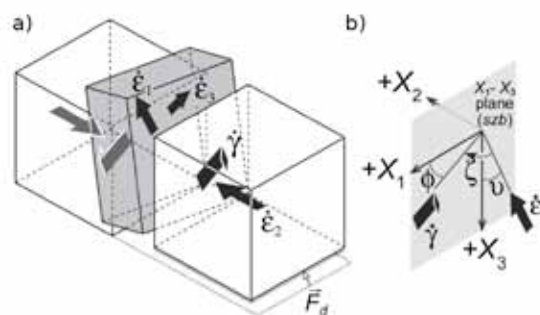


Figura 1: a) Esquema de una zona de cizalla (volumen sombreado) deformada según el modelo de transpresión con extrusión oblicua. F_d es el vector de convergencia entre los dos bloques. b) Marco de referencia: X_1 es paralelo a la dirección del borde de la zona de cizalla, X_2 es normal al borde y X_3 es vertical. Modelo explicado en el texto. (Figura modificada de Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009)

Figure 1: Sketch of a shear zone (shaded volume) after deformation according to oblique transpression with oblique extrusion. F_d is the convergence vector between one zone-bounding block and the other. b) Reference frame: X_1 is parallel to the strike of the shear zone boundary, X_2 is normal to that boundary, and X_3 is vertical. Model explained in text. (Modified from Fernández and Díaz-Azpiroz, 2009)

El modelo de transpresión triclínica con extrusión oblicua (Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009) incluye la dirección de la cizalla simple oblicua a la dirección de

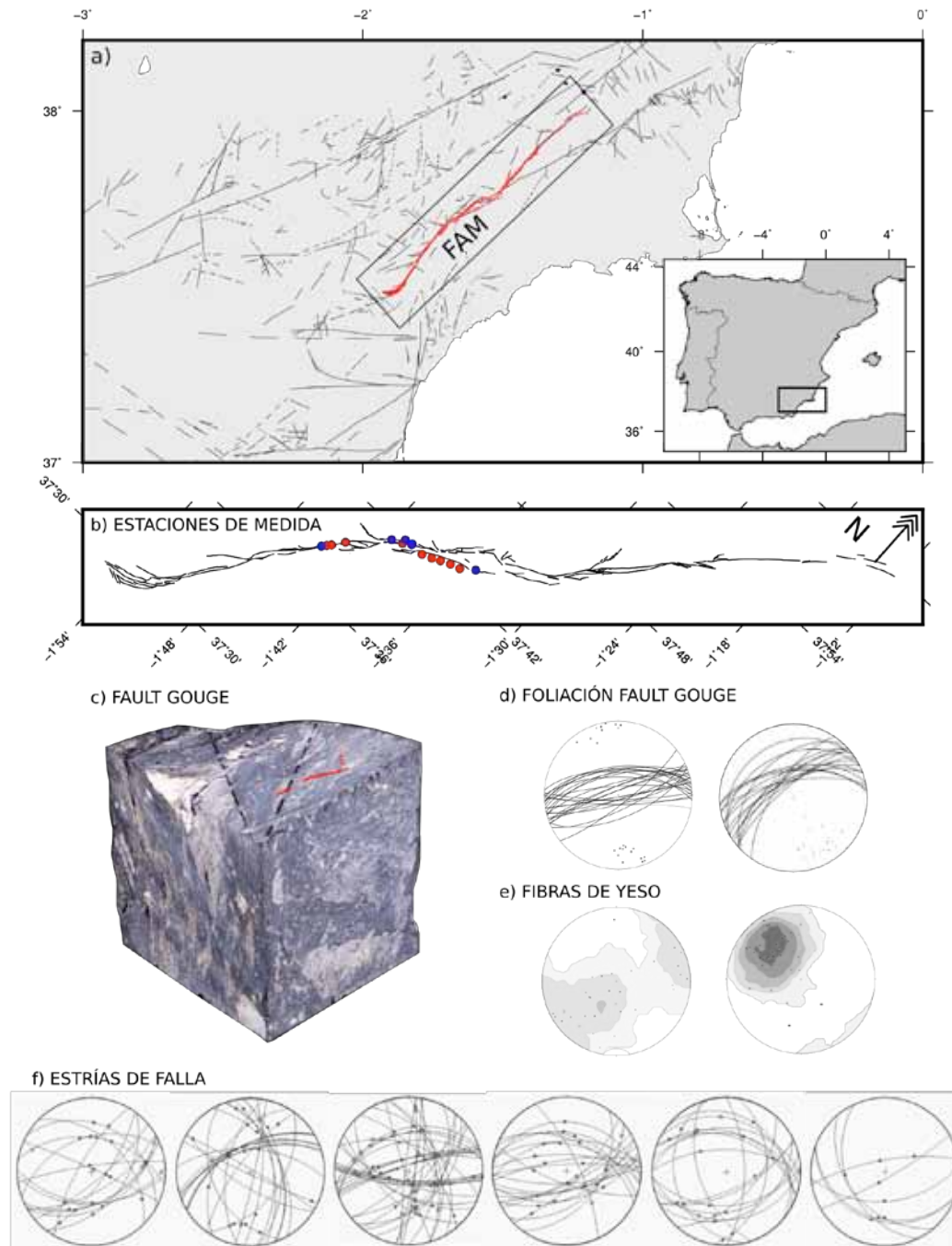


Figura 2: a) Mapa de fallas y lineamientos del sureste con la traza de la Falla de Alhama de Murcia en rojo. b) Traza de la FAM y estaciones de medida. Los puntos azules son fault gouge, los rojos fibras, venas y estrias de falla. c) Imagen tridimensional de la fault gouge con traza de la foliación en rojo. d), e) y f) proyección equiareal en semiesfera inferior de foliación, fibras y estrias respectivamente.

Figure 2. a) Faults and lineaments map and the Alhama de Murcia Fault trace. b) AMF trace and measurements sites. Blue dots are fault gouges and red dots are fibers, veins and slickenlines. c) 3D image of the fault gauge; the red line indicates the trace of the foliation. d), e) and f) equal area lower hemisphere projection of foliation, fibers and slickenlines respectively.

la zona de cizalla junto a una extrusión oblicua a lo largo de la zona de cizalla producida por la componente coaxial. Este modelo produce resultados de orientaciones de la deformación y características de la fábrica tectónica que pueden ser comparados con los de los casos naturales, que

dependen directamente de la vorticidad cinemática del flujo (Wk, [Truesdell, 1953](#)), la deformación finita y los valores ϕ , u y ζ (siendo ϕ el ángulo entre la componente de cizalla simple y la dirección de la zona de cizalla; u la dirección de la extrusión de la zona de cizalla; y ζ el ángulo agudo entre la dirección

de la cizalla simple y la dirección de la extrusión, Figura 1).

La falta de estudios puramente cinemáticos, contrastados con datos de campo, supone una importante carencia en el conocimiento de esta falla. La posibilidad de aplicar el modelo de transpresión triclinica con extrusión oblicua podría resolver una serie de cuestiones interesantes para esta región, entre las que destacarían las constricciones en los vectores de velocidad de los bloques colindantes a la falla, el ángulo de extrusión de la zona de cizalla y, por lo tanto, su tasa de extrusión y la profundidad a la que se genera la *fault gouge* o la zonificación de dominios de deformación (si los hubiese).

- **Zonificación y orientación de la sección de máxima asimetría:** Las condiciones de deformación de la corteza superior hacen bastante habitual que la deformación se encuentre repartida en dominios. De ser así, se debe constreñir para cada una de ellos la orientación del la sección de máxima asimetría, que sería un plano normal al eje de vorticidad (Toy et al. 2012). El objetivo de este paso es obtener información acerca del rango más razonable de valores del ángulo ϕ de cabeceo de la dirección del componente de cizalla simple sobre el plano de cizalla.

La aproximación en esta fase preliminar ha sido cualitativa, de este modo podremos testar la viabilidad de la aplicación de este modelo. La orientación de la sección de máxima asimetría (y, por

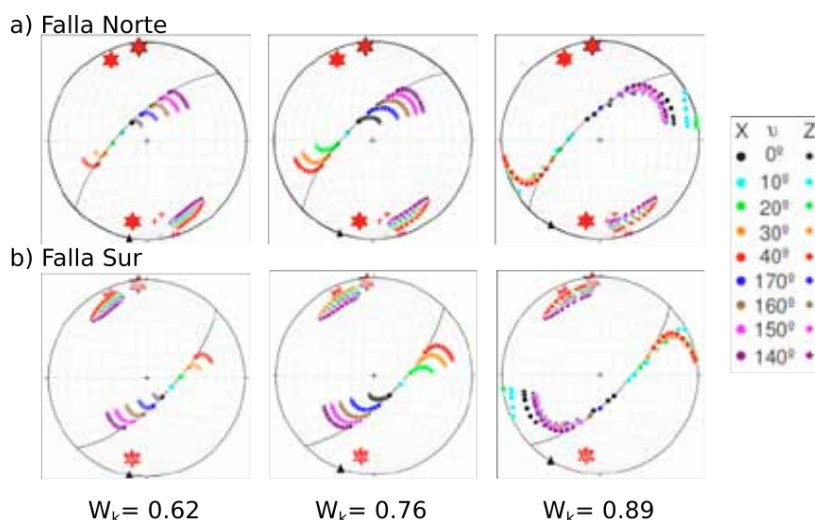


Figura 3: Ejemplos de los resultados del modelo, tanto para la falla norte como para la sur. Estrella de seis puntas: ejes P de Mecanismos Focales; estrella de 4 puntas: planos de foliación; triángulo, dirección de acortamiento.

Figure 3: Examples of the model results, both for the northern and southern faults. Six-pointed star: P axes of Focal Mechanisms; Four-pointed star: foliation planes; Triangle: Shortening direction.

APLICACIÓN DEL MODELO

La FAM afecta a materiales cenozoicos en su mayor parte, pero también a rocas de las formaciones cuaternarias, paleozoicas y permotriásicas de los complejos Alpujárride y Nevadofilábride. Cuando la deformación afecta a materiales metamórficos del Alpujárride, en muchas ocasiones, da lugar a una roca de falla (*fault gouge*, f.g. Figura 2) que tiene unas propiedades mecánicas particulares que han resultado de interés para numerosos investigadores (p.e. Rodríguez-Escudero 2017). La roca de falla en nuestro caso ha permitido obtener gran cantidad de datos cinemáticos muy útiles para la aplicación de los modelos en la rama norte. En la rama sur datos de fibras sobre planos de falla y pliegues han sido utilizados para constreñir la cinemática, en esta fase preliminar (Figura 2).

La aplicación de este modelo en rocas deformadas en condiciones de deformación de la corteza media y superior ha sido satisfactoria en el Torcal de Antequera, lo que ha permitido establecer un protocolo que seguimos en este estudio paso por paso (Díaz-Azpiroz et al., 2014):

tanto del ángulo ϕ) se obtendrá como sucede con las demás variables del modelo, mediante la comparación de los resultados obtenidos para distintos valores de dicho parámetro con las fábricas medidas en la FAM.

- **Orientación y forma del elipsoide de deformación finita:** El uso de estrias de falla y datos cinemáticos de la *fault gouge* (foliación) han servido para constreñir la orientación y la forma del elipsoide de deformación finita.

- **Oblicuidad de la convergencia:** La orientación de convergencia regional es aproximadamente N150°E, lo que resulta bastante ortogonal con respecto a la orientación de la FAM (N45°E) no obstante, hacemos una comparación sistemática variando iterativamente los valores de ϕ , u y ζ por un lado y la vorticidad cinemática por otro para después compararlos con los valores obtenidos en los pasos anteriores del protocolo.

- **Vector de velocidad:** Conociendo los valores de desplazamientos activos en la región, especialmente mediante GPS, es posible utilizarlos para constreñir más los valores de ϕ , W_k y u , quedándonos con los valores correspondientes a ángulos más cercanos a las mediciones de GPS. No obstante, este paso es

muy discutible, y sólo es aplicable cuando la escala de la red de GPS usada es del mismo orden que la de la zona de cizalla analizada. En ocasiones la partición de la deformación hace que los datos de GPS u otros similares no coincidan exactamente con el vector de velocidad responsable de las deformaciones estudiadas.

RESULTADOS

Los valores de vorticidad que mejor satisfacen las observaciones en la FAM son $W_k = 0,62$ y $0,89$, lo que se relaciona con acortamientos locales entre N190°-210E, rotados con respecto al acortamiento regional entre 40° y 60° en sentido horario. La dirección de extrusión se desvía hasta 30° en sentido SW de la dirección de buzamiento.

Se muestran los resultados para cada uno de los casos expuestos en la tabla 1. En la figura 3 se muestran las orientaciones de la deformación incremental a partir de la aproximación teórica de los ejes X y Z de los elipsoides obtenidos en los modelos, calculados para la falla norte (con buzamiento norte) y la falla sur (antitética).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados presentados son preliminares, aún es necesario reajustar los cálculos y hacer más comprobaciones. En cualquier caso, el cálculo cinemático y la aplicación del modelo de transpresión triclinica con extrusión oblicua resulta satisfactoria y arroja las siguientes conclusiones:

Dirección de acortamiento horizontal	Vorticidad (W_k)
N150°E	0.23
N180°E	0.49
N190°E	0.62
N200°E	0.76
N210°E	0.89

Tabla 1: Valores de convergencia y vorticidad usados para el cálculo.

Table 1: Vorticity and convergence values used for the calculation.

Los valores de vorticidad que más se ajustan a los datos tomados están entre 0,62 y 0,89. La transición desde el campo del flujo dominado por la cizalla pura hacia el flujo de dominado por la cizalla simple se produce para un valor de vorticidad de 0,81 (Fossen y Tikoff, 1993), por lo que estrictamente nuestros valores están en ambos campos, pero siempre cerca de la zona de transición. En un contexto general de clasificación de estructuras de acuerdo con su cinemática la FAM quedaría dentro del campo de la transpresión triclinica aunque cercana a la línea de transición con la transpresión monoclinica.

Agradecimientos:

Este trabajo se ha financiado con el proyecto del Plan Nacional QUAKESTEP: CGL2017-83931-C3-1-

P. El primer autor agradece su financiación a una beca postdoctoral (Youth Employment Initiative of the European Commission)

Referencias bibliográficas

- Bousquet, J. C. & Montenat, C. 1974. Presence de décrochements NE-SW plioquaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. C. R. Acad. Sci. Paris 278, 2617-2620.
- Díaz-Azpiroz, M., Barcos L., Balany, J.C., Fernandez, C., Expósito, I., Czeck, D.M., 2014. Applying a general triclinic transpression model to highly partitioned brittle-ductile shear zones: A case study from the Torcal de Antequera massif, external Betics, southern Spain. Journal of Structural Geology, 68, 316-336.
- Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., 2009. Triclinic transpression zones with inclined extrusion. Journal of Structural Geology 31, 1255-1269.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression transtension tectonics. Journal of Structural Geology 15, 413-422.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnerelli, E., 2004. Inclined transpression. Journal of Structural Geology 26, 1531-1548.
- Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F., 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics, Geological Society of London, Special Publications, vol. 135.
- Rodríguez-Escudero, E. (2017). Implicaciones de la estructura interna de una falla activa en la génesis de terremotos. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. 294p.
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H., and White, S. H., 1986, Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges, in Wang, C., ed., Internal structure of fault zones: Pure and Applied Geophysics, v. 124, p. 3-30.
- Sanderson, D., Marchini, R.D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology 6, 449-458. Geological Society of London, London, pp. 41-57.
- Truesdell, C.A., 1953. Two measures of vorticity. Journal of Rational Mechanical Analysis 2, 173-217.
- Toy, V.G., Prior, D.J., Norris, R.J., Cooper, A.F., 2012. Relationships between kinematic indicators and strain during syn-deformational exhumation of an oblique slip, transpressive, plate boundary shear zone: the Alpine Fault, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 333-334, 282-292.



POTENCIAL DE ENCADENAMIENTO DE ROTURAS SÍSMICAS EN LA ZONA DE CIZALLA DE LA BÉTICAS ORIENTALES POR TRANSFERENCIA DE ESFUERZOS DE COULOMB

Seismic ruptures linking potential on the Eastern Béticos Shear Zone by Coulomb Stress Transfer

J.A. Álvarez Gómez (1), J.M. Insua Arévalo (1), P. Herrero Barbero (1), J.J. Martínez Díaz (1,2), C. Canora (3), J. Alonso Henar (1), J. García Mayordomo (4)

(1) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología; Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 12. 28040-Madrid. jaalvare@ucm.es

(2) Instituto de Geociencias IGEO. UCM-CSIC.

(3) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid.

(4) Instituto Geológico y Minero de España, Área de Riesgos Geológicos, Tres Cantos, Madrid, Spain

Resumen/resumo: A la hora de estimar los peores escenarios de rotura en un sistema de fallas se pueden utilizar diferentes aproximaciones. Se pueden utilizar las características geométricas de las fallas y analizar su potencial de encadenamiento de manera semi-cuantitativa o bien a través de métodos numéricos para cuantificar la compatibilidad cinemática de las fallas en un área. Nosotros hemos basado nuestro análisis en cálculos de variaciones de esfuerzos estáticos entre las fallas y secciones de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. Las roturas completas pero independientes de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), Carrascoy, Bajo Segura, Carboneras y Palomares son completamente verosímiles. El peor caso sería la rotura de la FAM, los Tollos, Hinojares, Carrascoy, Palomares y Carboneras conjuntas. Para que se diera esta rotura sería necesario la sincronización de los estados de ciclo sísmico de todas las secciones implicadas, lo que parece altamente improbable.

Palabras clave: Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, Transferencia de Esfuerzos, Escenarios de rotura

Abstract: When estimating the worst rupture scenarios in a fault system, different approaches can be used. The geometric characteristics of the faults can be used and their linking potential can be analyzed semi-quantitatively or through numerical methods to quantify the kinematic compatibility of faults in an area. We based our analysis on calculations of static stress changes between faults and sections of the Eastern Béticos Shear Zone. The complete but independent ruptures of the Alhama de Murcia Fault (FAM), Carrascoy, Bajo Segura, Carboneras and Palomares are completely plausible. The worst case would be the joint rupture of the FAM, Los Tollos, Hinojares, Carrascoy, Palomares and Carboneras. For this rupture to occur, it would be necessary to synchronize the seismic cycle states of all the sections involved, which seems highly unlikely.

Key words: Eastern Béticos Shear Zone, Stress Transfer, Rupture Scenarios

Introducción

A la hora de estimar los peores escenarios de rotura en un sistema de fallas se pueden utilizar diferentes aproximaciones. Habitualmente se han utilizado las características geométricas de las fallas y segmentos (y/o secciones) así como su separación espacial, para estimar de un modo semi-cuantitativo la posibilidad de rotura conjunta de varias secciones de falla (e.g. King, 1986; Wesnousky, 2008).

Estos criterios geométricos, más o menos cualitativos, son una forma de aproximarse a la compatibilidad cinemática de dos fallas. Si los cambios de orientación de las potenciales fallas implicadas no son muy grandes, y su separación menor de unos pocos kilómetros (4 – 5 km normalmente) (Wesnousky, 2008), se puede asumir que tienen capacidad para romper simultáneamente en el mismo evento. Estos parámetros son obtenidos de manera empírica a partir de análisis estadísticos de eventos pasados.

Otra forma de aproximarnos a este análisis de la compatibilidad cinemática entre fallas de un sistema es mediante la utilización de modelos numéricos que nos permitan estimar de manera cuantitativa la influencia que tienen unas secciones con respecto a otras. Estos análisis, basados en cálculos de variaciones de esfuerzos estáticos, están detrás de muchos de los sistemas de generación de sismicidad

sintética y ya han sido utilizados para estimar el potencial de rotura de secciones de un sistema de falla (Parsons et al., 2012).

Este trabajo surge de la necesidad de plantear escenarios de rotura de cara a análisis de la peligrosidad sísmica en España en el contexto del grupo de trabajo Fault2SHA.

Calculo de variación de esfuerzos de Coulomb

El cálculo de la variación de esfuerzos estáticos se basa en el criterio de rotura de Coulomb (King et al., 1994):

$$CFS = \tau - \tau_0 - \mu(\sigma_n - p)$$

Al calcular su variación, y asumir que μ y τ_0 permanecen constantes en el tiempo

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu(\Delta \sigma_n - \Delta p)$$

Cuando el esfuerzo sobre la roca es variado más rápidamente de lo que la presión de fluidos puede variar en función de su flujo, entonces el parámetro p se puede relacionar con la presión de confinamiento en la roca por un coeficiente similar al de Skempton, B' , que varía entre valores de 0 y 1 en función de la mayor o menor presión de fluidos. Para introducir esta modificación en la formulación de la

transferencia de esfuerzos, se modifica el criterio de rotura de Coulomb (Reasenberg & Simpson, 1992):

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu' (\Delta \sigma_n)$$

siendo

$$\mu' = \mu(1 - B')$$

llamado coeficiente de fricción aparente o efectivo; siendo su valor de 0.4 el más utilizado en la literatura para fallas activas.

Para conocer la variación de los esfuerzos provocados por el movimiento de una falla en otra necesitamos conocer cómo se ha movido la primera falla y cuál es la orientación de la segunda. Estos cálculos son independientes del estado de esfuerzos absoluto para una falla, pero nos permiten conocer cómo pueden variar éstos sobre la falla y por tanto si ésta ha sido acercada o alejada del punto de rotura y por lo tanto cuan compatible es cinemáticamente la rotura conjunta de ambas fallas o secciones. Cuando tenemos una variación positiva del esfuerzo de Coulomb la falla se verá aproximada a su rotura, mientras que si la variación es negativa se verá alejada de su rotura. Cuando se producen aumentos de esfuerzo sucesivos a lo largo de una zona de falla se produce en encadenamiento de terremotos y la rotura paulatina de toda la zona de falla (Stein et al., 1997).

En este trabajo hemos utilizado el software de cálculo Coulomb 3.4 (Lin & Stein, 2004; Toda et al., 2005) y hemos utilizado una aproximación análoga a la de Parsons (2012). Hemos subdividido las fallas presentadas en la Figura 1 en secciones de

aproximadamente 10 km de longitud (similar al espesor máximo de corteza sismogénica en la zona).

Para calcular la influencia de unas fallas en otras hemos modelado cada sección (mostradas en la Figura 1) como una rotura independiente con los parámetros del tipo de rotura (García-Mayordomo et al., 2017) y utilizando un deslizamiento de falla estándar de 1 m. Cabe destacar que este valor no influye en la configuración geométrica de la transferencia de esfuerzos, si no únicamente en la magnitud de la variación. La variación de esfuerzos se ha calculado sobre el centro de cada sección (Figura 1).

Resultados

Los valores máximos de variación de esfuerzos sobre cada falla (o segmento de falla) modelada se presentan en forma de matriz de interacciones en la Tabla 1, y esta misma matriz pero con sus valores normalizados entre la máxima variación de cada sección sobre si misma en la Tabla 2. En las filas se representan las fallas generadoras sobre las receptoras organizadas en columnas.

Cada segmento o falla a su vez está dividido en secciones de 10 km para el modelado, Figura 1, por lo que en las Tablas 1 y 2 se presenta el valor máximo en cada falla. En consecuencia, la variación máxima se produce entre secciones de la misma falla debido a su cercanía y su total compatibilidad cinemática.

Vemos como el segmento Goñar-Lorca de la FAM puede disparar la rotura en el segmento Lorca-Totana, este a su vez al segmento Totana-Alhama y

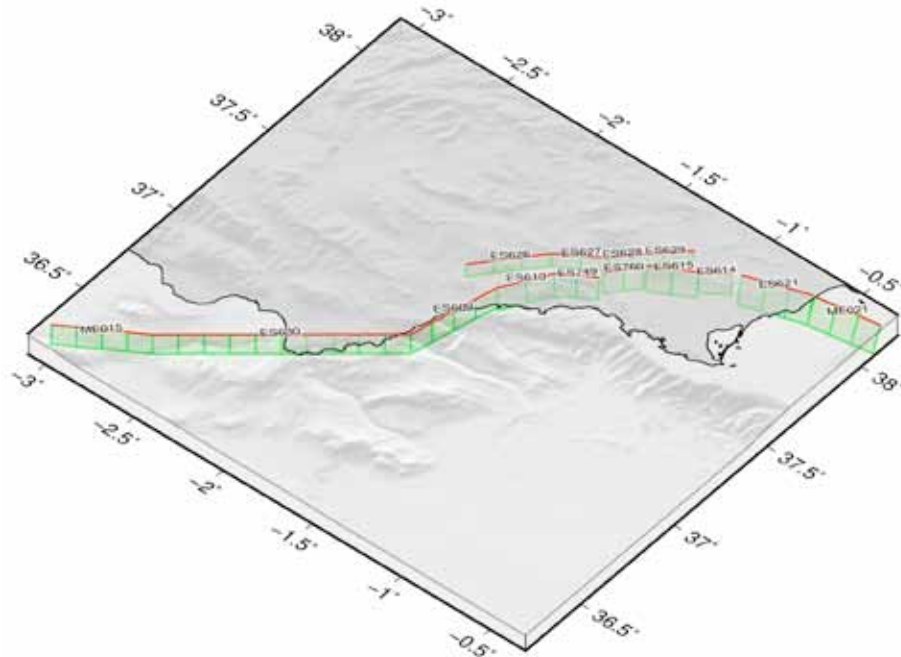


Figura 1: Esquema mostrando las secciones utilizadas en el modelado de cambios de esfuerzos de Coulomb. ME015: Carboneras Sur Offshore; ES630: Carboneras Norte; ES609: Palomares - Carboneras-Almenara; ES610: Palomares - Almenara-Hinojar; ES749: Hinojar; ES760: Los Tollos; ES615: Carrascoy - Algezares-Casas Nuevas; ES614: Carrascoy - El Palmar-Los Ramos; ES621: Bajo Segura; ME021: Bajo Segura Offshore; ES626: FAM - Goñar-Lorca; ES627: FAM - Lorca-Totana; ES628: FAM - Totana-Alhama; ES629: FAM - Alhama-Alcantarilla.
Figure 1. Sketch of the fault sections used to model the Coulomb Stress changes.

este finalmente al Alhama-Alcantarilla; y a la inversa, siempre que un segmento de la FAM rompe carga de esfuerzos los segmentos adyacentes. Este resultado indica que desde el punto de vista cinemático, la rotura completa de la Falla de Alhama sería posible mediante el encadenamiento de las roturas por transferencia de esfuerzos. Para que esto pudiera ocurrir los “ciclos sísmicos” de todos los segmentos implicados deberían estar sincronizados en el momento de la rotura de uno de los segmentos.

Comportamientos similares los encontramos en la Falla de Carboneras y Falla de Palomares. Debido a la continuidad geométrica de ambas fallas, y al tipo de rotura que se les suponen, el encadenamiento de roturas de secciones de ambas fallas podría darse de manera combinada; es decir, la rotura de la falla de Carboneras y Palomares de manera conjunta es cinemáticamente posible. De nuevo, para que este tipo de rotura tenga lugar, los estados de todas las fallas deberían estar sincronizados.

Por otra parte la falla del Bajo Segura podría también romper en toda su extensión, incluyendo los segmentos submarinos y emergidos. La principal duda surge en el posible encadenamiento de estos sistemas de fallas entre sí. ¿Puede la Falla de Alhama “saltar” y continuar rompiendo la Falla de Carrascoy y continuar hacia el Bajo Segura? ¿O puede continuar la rotura hacia el sur implicando a la Falla de Palomares y por lo tanto Carboneras? La clave para poder contestar a estas cuestiones están en fallas menores (y alguna menos estudiada) como son la Falla de Hinojar o la Falla de los Tollos. Una rotura en la Falla de los Tollos genera aumento de esfuerzos tanto en el segmento Totana-Alhama de la FAM como en el segmento SW de Carrascoy. Sin embargo la Falla de Carrascoy parece no tener mucho potencial de generar rotura hacia la Falla del Bajo Segura, por lo que esta última probablemente no se vería implicada en esta rotura. Los Tollos sin embargo sí que tiene capacidad de generar algún aumento de esfuerzos hacia la Falla de Hinojar (aunque de menor magnitud) y esta última podría disparar roturas en la Falla de Palomares y por lo tanto encadenar hacia Carboneras la rotura.

Discusión y conclusiones

Se han descrito posibles encadenamientos de roturas basados en modelos cinemáticos/dinámicos. Hay que tener en cuenta que para que puedan producirse estas roturas conjuntas de segmentos o secciones no es tan solo necesario que exista transferencia de esfuerzos, sino que el estado de esfuerzos de las secciones y fallas involucradas haga que estén cerca de su límite de rotura, para que puedan generar un evento sísmico de manera efectiva. Cuanto mayor sea el número de secciones de falla implicadas menos probable será que todos sus ciclos sísmicos estén sincronizados. En este sentido es necesario realizar modelos de evolución de la sismicidad más complejos contemplando cientos o miles de ciclos sísmicos de las fallas implicadas para poder estimar desde un punto de vista probabilista la verosimilitud de los diferentes escenarios expuestos.

El peor caso a la vista de los resultados sería la rotura conjunta de FAM + Carrascoy + Los Tollos + Hinojar + Palomares + Carboneras. Esta rotura

implica la rotura conjunta de 35 secciones de unos 10 km de longitud, es de esperar que desde un punto de vista probabilista la verosimilitud de esta rotura sea muy baja.

Una de las principales limitaciones del estudio es la alta dependencia de los resultados a características de las fallas no bien conocidas, como son su geometría en profundidad y su cinemática, por ello no deben tomarse estos resultados más que como un ejercicio teórico de compatibilidad cinemática de roturas y no extraerse conclusiones directas desde el punto de vista de la peligrosidad o el riesgo sísmico.

Agradecimientos: Este trabajo se ha nutrido de los interesantes debates e intercambio de ideas que tuvieron lugar durante la celebración del workshop Fault2SHA de Madrid. Agradecemos a todos los asistentes al mismo su pasión y compromiso. Este trabajo se ha desarrollado sin financiación específica.

Referencias bibliográficas

- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Cabral, J. (2017). Active fault databases: Building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8).
- King, G. C. P. (1986). Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *Pure and Applied Geophysics*, 124(3), 567–585.
- King, G. C. P., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.
- Lin, J., & Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Parsons, T., Field, E. H., Page, M. T., & Milner, K. (2012). Possible earthquake rupture connections on mapped California faults ranked by calculated Coulomb linking stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2667–2676.
- Reasenber, P. A., & Simpson, R. W. (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255, 1687–1690.
- Stein, R. S., Barka, A. a, & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(1988), 594–604.
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 110(5), 1–17.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609–1632.

RECEPTORA -													
FAM - Góndar Lanza	FAM - Lanza Titina	FAM - Titina Altiuna	FAM - Altiuna Altiuna	FAM - Altiuna Altiuna	Los Toldos	Carmenay SWI	Carmenay NE	Bajo Segura I	Bajo Segura Oñtina	Cañabonita Oñtina	Cañabonita Norte	Figueroas Sur	Figueroas Norte
19.87018	5.43364	0.095177	0.090938	0.006745	0.003921	0.014896	0.002422	0.002546	0.002546	0.000286	-0.000001	0.006603	0.10223
4.80326	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
FAM - Lanza Titina	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
FAM - Titina Altiuna	4.110571	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
FAM - Altiuna Altiuna	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
Los Toldos	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
Carmenay SWI	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
Carmenay NE	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
Bajo Segura I	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
Bajo Segura Oñtina	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745	0.006745
Cañabonita Oñtina	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745	0.006745
Cañabonita Norte	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571	0.006745
Figueroas Sur	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156	4.110571
Figueroas Norte	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	20.20156
Herrera	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745	0.006745
En esta tabla se presentan los valores de DCFs máximos normalizados obtenidos en el centro de secciones de 10 km para cada falla													

Tabla 1: Matriz de variación de esfuerzos de Coulomb entre secciones. El valor está expresado en bar. Valores por encima de 1 bar suelen considerarse habituales para el disparo de terremotos, valores por encima de 0,1 bar pueden ser suficientes si la falla se encuentra muy cerca del límite de rotura o intervienen otros factores (por ejemplo efecto poroelástico). En las filas se representan las fallas generadoras sobre las receptoras organizadas en columnas. El color muestra la magnitud de la variación.

Table 1: Matrices of Coulomb Stress change between fault sections. The value is expressed in bar. Values above 1 bar are usually considered common for earthquake triggering, values above 0,1 bar can be sufficient if the fault is very close to the rupture limit or other factors are involved (for example, poroelastic effect). In the rows the generating faults are represented on the receivers organized in columns. The color shows the change amount.

RECEPTORA -													
FAM - Góndar Lanza	FAM - Lanza Titina	FAM - Titina Altiuna	FAM - Altiuna Altiuna	FAM - Altiuna Altiuna	Los Toldos	Carmenay SWI	Carmenay NE	Bajo Segura I	Bajo Segura Oñtina	Cañabonita Oñtina	Cañabonita Norte	Figueroas Sur	Figueroas Norte
1.000	0.877	0.004	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FAM - Lanza Titina	0.877	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FAM - Titina Altiuna	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FAM - Altiuna Altiuna	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Los Toldos	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Carmenay SWI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Carmenay NE	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bajo Segura I	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bajo Segura Oñtina	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cañabonita Oñtina	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
Cañabonita Norte	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000
Figueroas Sur	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
Figueroas Norte	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000
Herrera	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
En esta tabla se presentan los valores de DCFs máximos normalizados obtenidos en el centro de secciones de 10 km para cada falla													

Tabla 2: Matrices de variación de esfuerzos de Coulomb entre secciones. Se presentan los valores normalizados entre la variación máxima generada por cada falla. En las filas se representan las fallas generadoras sobre las receptoras organizadas en columnas. El color muestra la magnitud de la variación.

Table 2: Matrices of Coulomb Stress change between fault sections. The value is expressed in bar. Values above 1 bar are usually considered common for earthquake triggering, values above 0,1 bar can be sufficient if the fault is very close to the rupture limit or other factors are involved (for example, poroelastic effect). In the rows the generating faults are represented on the receivers organized in columns. The color shows the change amount.



CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA EN EL SECTOR DE LA TORRECILLA

Geophysical characterization of the Alhama de Murcia fault in the Torrecilla sector

O. Ardanaz (1,2), L. Dávila (1,2), T. Teixidó (1), D. Martí (3), A. Martí (4), P. Queralt (4); E. Rodríguez Escudero (5), J. Camacho (6) J. J. Martínez-Díaz (7) R. Carbonell (3),

- (1) Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada. c/ Campus de Cartuja sn, 1785-Granada tteixido@ugr.es
(2) Investigación y Estudios en Geofísica Aplicada (IEGA S.L.) c/ Curro Cuchares 17, 2B, 18014-Granada, contacto@iega.es
(3) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera (CSIC)
(4) Institut Geomodels, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona
(5) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. 28049-Madrid
(6) Instituto Costarricense de Electricidad (ICE)
(7) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense-GEO (CSIC, UCM) Madrid.

Resumen/resumo: Uno de los objetivos del proyecto "InterGeo" es la caracterización y la comprensión del comportamiento sismogénico de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), perteneciente a la cordillera Bética (España). En este estudio se han definido una serie de zonas intersegmento donde se han realizado estudios estructurales, de paleosismicidad y de prospección geofísica. En la presente comunicación se comparan y analizan los modelos geofísicos (sísmica de reflexión, de refracción, perfiles eléctricos y de magnetotelúrica) obtenidos a lo largo de una traza de 1 km de longitud en el transepto de la Torrecilla, situado en el extremo suroeste de la FAM, con el propósito de proponer un modelo estructural para este sector hasta 1 km de profundidad. Este modelo se apoya además en la información obtenida del sondeo de 175 m que perforó la zona de falla.

Palabras clave: Sísmica, ERT, MT, Falla de Alhama de Murcia

Abstract: *This work is part of the research project: "InterGeo". One of the main objectives of this project is to understand the seismogenetic behavior of the Alhama de Murcia Fault (FAM) located in the Betic Cordillera (Spain). In this study several intersegment areas were defined. Some structural and paleoseismic studies and geophysical surveys have been carried out on these zones. In this communication we analyze and compare different geophysical models obtained along a profile of 1 km length, in the Torrecilla sector of the FAM. Reflection and refraction seismic models, electrical resistivity tomography and magnetotelluric images are used to establish a structural model for this sector up to 1 km in depth. This model has been supported with a lithologic and well-logging information from a 175 m depth scientific borehole drilling the fault zone.*

Key words: Seismic, ERT, MT, Alhama de Murcia Fault

INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos principales del proyecto de investigación "Análisis y Monitoreo del Comportamiento Sismogénico de Regiones Intersegmento en Fallas Activas de Desgarre" InterGEO (CGL2013-47412-C2-1-P) es caracterizar y comprender el comportamiento sismogénico en varios segmentos de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), situada en la Cordillera Bética (España). En la primera fase del proyecto se han definido varios segmentos a lo largo de su traza observable que supera los 90 km de longitud; en ellos se han realizado estudios estructurales, paleosismológicos y de prospección geofísica con el propósito de proponer un modelo estructural para la falla hasta 1 km de profundidad.

El presente estudio se centra en el sector de la Torrecilla, situado en el segmento Góñar-Lorca de la FAM (Fig. 1), donde se han aplicado varios métodos de reconocimiento geofísico a lo largo de una traza de 1 km de longitud transversal a la zona de falla.

ZONA DE ESTUDIO

Los estudios geológicos de la FAM han puesto de manifiesto que se trata de una falla con una cinemática de desgarre sinistral y componente inversa, activa desde el Mioceno Superior (J.J. Martínez Díaz, 2000, Mountenat et al., 1987 a y b).

El modelo sismotectónico propuesto por Martínez-Díaz et al., (2012) para el terremoto más perjudicial de los últimos 50 años asociado a la FAM (11/05/2011, en Lorca, Mw 5.2) sugiere que el evento lo generó la ruptura de un área de 3 x 4 km coincidente con un dúplex de desgarre compresivo situado al NE de Lorca, en el límite de los segmentos Góñar-Lorca y Totana-Lorca (Fig. 2). La ruptura presentó un carácter bilateral asimétrico con el 70 % de la propagación de la rotura en la dirección SO y el 30 % en dirección NE (López-Comino et al. 2012).

En comparación con los otros segmentos de la FAM, es significativa la escasez de sismicidad instrumental registrada en el segmento Góñar-Lorca de la FAM, lo que ha dado lugar a estudios de tipo reológico de la *fault gouge*, muy bien desarrollada en este sector, para analizar si sus propiedades mecánicas pueden condicionar el comportamiento sismogénico de la falla (Rodríguez-Escudero 2017). El estudio de estos materiales ha permitido hacer algunas observaciones acerca de cómo las propiedades mecánicas y reológicas de estas rocas pueden influir en el comportamiento sismogénico del segmento Góñar-Lorca mediante una combinación de *creep* asísmico y comportamiento *stick-slip* acompañado de procesos de pulverización cósmica (Rodríguez-Escudero, 2017).

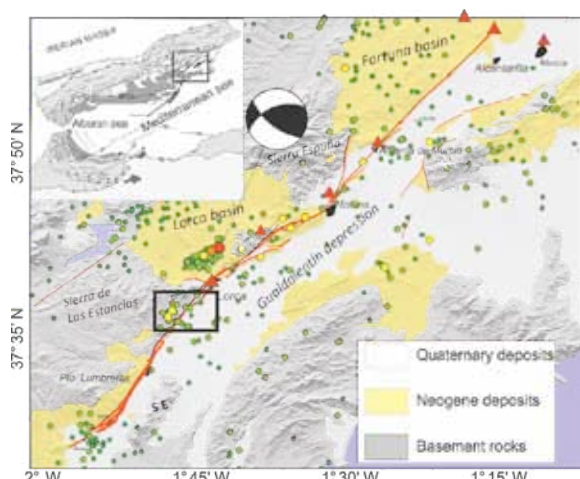


Figura 1: Mapa de la Falla de Alhama de Murcia con los epicentros de la sismicidad somera de magnitud > 1.5 ocurrida entre el 500 AD y el 2012. Los triángulos muestran los terremotos históricos destructivos. El mecanismo focal corresponde al terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5.2) de López Comino et al. (2012). El recuadro negro marca la posición de la zona de estudio donde se sitúa el sondeo FAM-1 (ver figura 2)

Figure 1: Map of the Alhama de Murcia Fault with the epicenters of the shallow seismic activity from 500 AD to 2012 (magnitude > 1.5). Triangles indicate damaging historical earthquakes. The focal mechanism of the 2011 Mw 5.2 Lorca earthquake (from López Comino et al. 2012) is shown. The black square points out the situation of the borehole FAM-1 (see figure 2).

MODELOS GEOLÓGICO Y GEOFÍSICOS

Sondeo FAM-1

El estudio geológico de detalle, la columna litológica del sondeo FAM-1, realizado en el mismo sector de la Torrecilla (Martínez-Díaz et al., 2016) y la correlación entre las diagráfias ha permitido establecer un modelo geológico para este segmento (Fig.2). A nivel de parámetros geofísicos, el sondeo FAM-1 se sintetiza en tres grandes tramos:

- 0-20 m de profundidad. Tramo formado por esquistos meteorizados muy drenados o secos con una condición geomecánica media. Presenta resistividades medias entre 75 y 150 Ωm , velocidades V_p entre 1260-3300 m/s y V_s entre 529-1600 m/s. La radiación gama (GR) en abierto es alta (120-200 API).
- 20-74 m de profundidad. Alternancias de filitas y esquistos y algún nivel de harina de falla (*fault gouge*). Las resistividades de estos materiales se sitúan entre 75-37 Ωm hasta los 40 m y descienden a 19 Ωm hasta el final del tramo; coincidiendo con la disminución del contenido de filitas. En cuanto a las velocidades, se produce un aumento generalizado alcanzando valores máximos entre los 20-40 m, entre 2500-4500 m/s (puntualmente los 5000 m/s), reduciéndose a 2500-4000 m/s entre 40-74 m. Ello indica una condición geomecánica media-alta. Sin embargo, para la curva V_s no se aprecia un cambio significativo y mantiene un valor casi constante de 1600 m/s, lo que indicaría que las alternancias de filitas y esquistos son del orden decimétrico. Con respecto a la GR, se detectan valores entre 120-195 API, similares a los del tramo superior.

- 74-175 m. Entrada en el tramo de la *fault gouge*. Se detectan bajas resistividades entorno los 19 Ωm asociadas a las arcillas presentes en la roca de falla. Se observa un descenso en las velocidades, con un valor promedio de V_s de 624 m/s y de 1345 m/s para V_p ; con un ligero aumento a los 120 m de profundidad. Por su parte la GR muestra dos tendencias, un primer tramo, hasta los 119 m de profundidad, con valor medio de 124 API y un segundo tramo con un valor promedio de 175 API, interpretado como un aumento del contenido de arcillas en esta última sección.

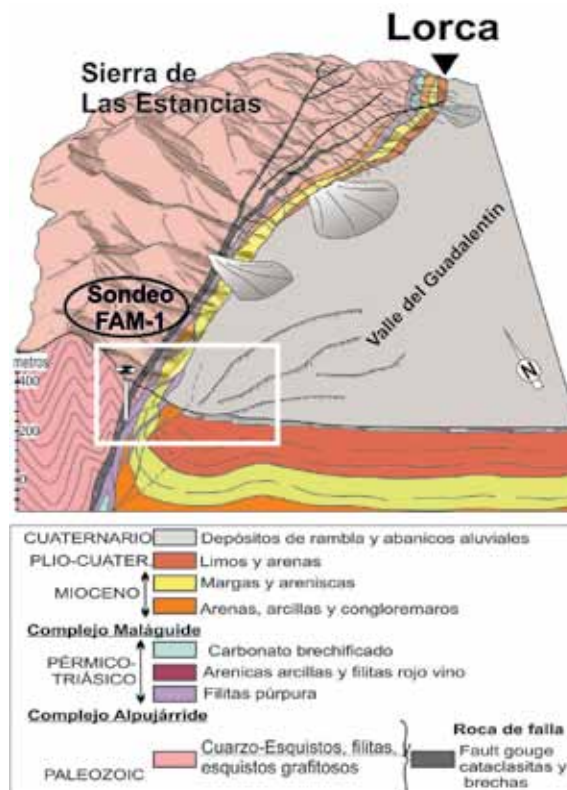


Figura 2: Modelo de estructura superficial propuesta para el sector de la Torrecilla (Rodríguez-Escudero, 2017). El rectángulo blanco indica la ubicación aproximada de la traza investigada con métodos geofísicos y la ubicación del sondeo mecánico FAM-1.

Figure 2: Shallow structural model proposed by Rodríguez-Escudero (2017) for the Torrecilla fault sector of the AMF in FAM system. The white rectangle shows the explored geophysical path and the location of borehole FAM-1

Modelo geoelectrico a partir de datos magnetotélúricos (MT)

La Fig. 3 muestra el modelo geoelectrico 2D obtenido a partir de la inversión de diez de los quince sondeos adquiridos en un rango de periodos de 0.001s a 10 s adquiridos y rotados en la dirección perpendicular a la traza de la falla. Se ha invertido el modo TM hasta 10 s y el modo TE hasta 0.1s (debido a la resolución del modelo y al ruido de los datos) con un error de 10% en los datos, y con un rms del modelo final de 2.9.

En dicho modelo se han diferenciado las unidades superficiales U1 y U3 de altas resistividades (en azul y morado; entre 1000 Ωm - 10000 Ωm), asociadas a niveles superficiales de materiales coluviales muy drenados/secos y a materiales paleozoicos (filitas con esquistos). Por debajo de lo que se ha

interpretado como materiales cuaternarios se localiza la unidad U4 de resistividades medias (entre 10-100 Ωm) interpretada como materiales Plio-cuaternarios y la unidad U6 (de resistividades similares) correspondiente a margas y yesos y a la alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados miocenos.

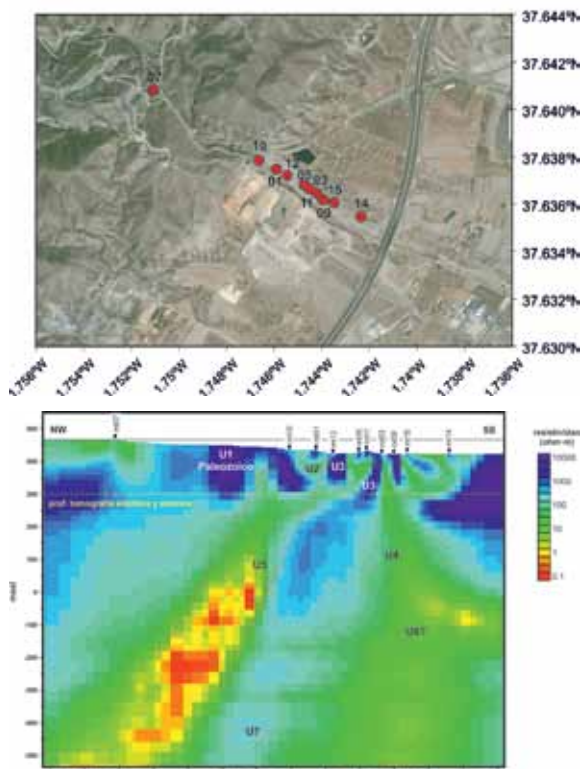


Figura 3: Localización de los sondeos MT y modelo geoelectrico obtenido para el transepto de la Torrecilla de la FAM.

Figure 3: Location MT soundings and geoelectrical model obtained for the la Torrecilla profile of the FAM.

La unidad profunda U7 es más resistiva (100-200 Ωm) y relataría los materiales paleozoicos que se localizan con techo aproximado de unos 200 msl en el centro del perfil y hasta -500 msl hacia sus extremos. En centro del perfil se ubican las unidades U2 y U5 que parecen estar asociadas a la zona de falla principal. La unidad U2 (entre 10-100 Ωm) coincide con la parte de la zona de falla que aflora en superficie, mientras que la unidad U5 es muy conductora (entre 0.1 y 1 Ωm) y probablemente sea una zona con materiales mucho más plásticos y de muy baja competencia, asociada con las rocas de falla. Estas dos unidades definen una región divisoria de unos 70° de inclinación (línea punteada roja) que delimitan la zona de falla.

Perfil eléctrico (Electrical Resistivity Tomography, ERT)

El perfil eléctrico muestra una buena correlación de las unidades geoelectricas superficiales con el modelo 2D-MT. En la Fig. 4 la unidad U3 asociada al Cuaternario aluvial (conglomerados muy secos) posee valores altos de resistividad (150 Ωm hasta superiores a 1000 Ωm). Por debajo de ésta, se detecta la Unidad U4 correspondiente a las areniscas y limos rojizos del Plio-cuaternario con resistividades medias comprendidas entre los 20 y 100 Ωm . En este caso se ve mucho mejor el contacto entre las dos unidades U3 y U4, cuya

morfología sugiere la presencia de una fracturación secundaria coherente con las orientaciones del modelo geológico. Entre los 400 y los 550 m de longitud se localiza la zona de falla principal (U2) caracterizada por bajas resistividades (de 1 Ωm a menores de 20 Ωm); coincidente con las resistividades medidas en el sondeo FAM-1 (Martínez-Díaz et al. 2016). Hacia el extremo NO se interpreta la unidad U1 relacionada con litologías del Paleozoico y de resistividades medias-altas (de 150 Ωm a valores superiores a 1000 Ωm).

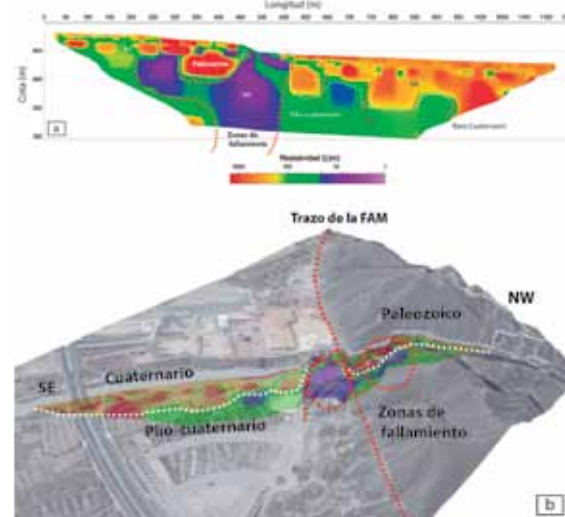


Figura 4: Perfil eléctrico del transepto de la Torrecilla. En la parte inferior se ha colocado el perfil eléctrico bajo el modelo digital de terreno siguiendo el trazado real.

Figure 4: ERT model obtained for the Torrecilla profile. The lower image is the digital model of the terrain over the real profile line.

Sección sísmica de refracción (VP)

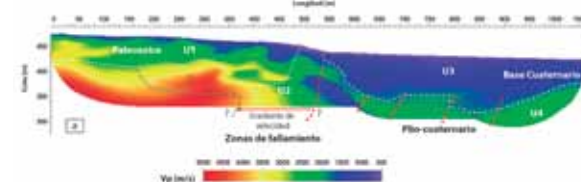


Figura 5: Perfil sísmico Vp obtenido para el transepto de la Torrecilla de la FAM.

Figure 5: Seismic velocity model (Vp) obtained for the Torrecilla profile in the FAM.

El modelo de distribución de las velocidades (Vp) se ha obtenido aplicando la técnica de tomografía de primeras llegadas (Fig. 5). En este caso, la Unidad U3 correspondiente al aluvial Cuaternario posee bajas velocidades (500-1600 m/s) indicando que se trata de materiales muy poco consolidados. Por debajo se sitúa la Unidad U4 del Plio-cuaternario caracterizada por un aumento de velocidad (2000-3000 m/s). El contacto entre estas dos unidades es poco claro indicando posibles procesos erosivos, asimismo su morfología es compatible con la presencia de la fracturación secundaria interpretada en el perfil eléctrico y en la parte superficial del modelo geoelectrico (MT). Entre los 400 y 550 m de longitud, aproximadamente, se encuentra la zona de falla principal (U2) descrita por un gradiente horizontal de velocidades que pasa de 2000 a 4000 m/s en dirección NO, donde se localizarían los materiales miocenos. La distribución de velocidades

en la unidad U1 es heterogénea (2000-3500 m/s) al igual que su homólogo en resistividades.

Sección sísmica de reflexión (VP)

En la Fig. 6 se presenta la sección sísmica interpretada. El tramo de los depósitos cuaternarios (U3, en gris) se caracteriza por fuertes reflectores horizontales cuyo contacto con los materiales Plio-cuaternarios inferiores (U4, en naranja) viene descrito por rupturas en la base de estos reflectores; lo que podría indicar que se trata de una superficie erosiva previa a los depósitos cuaternarios. En cuanto al contacto entre el Plio-Cuaternario (arenas y limos) y los materiales miocenos de margas y areniscas (U6, en amarillo) es poco claro y su límite se ha trazado en base al perfil geoelectrico y al trazado del modelo geológico. En el extremo NO las secuencias de esquistos, filitas y cuarcitas del Paleozoico (U1, en rosado) se identifican por reflectores de tamaño medio irregulares que indicarían la zona de replegamiento de la esquistosidad dominante del basamento Alpujárride.

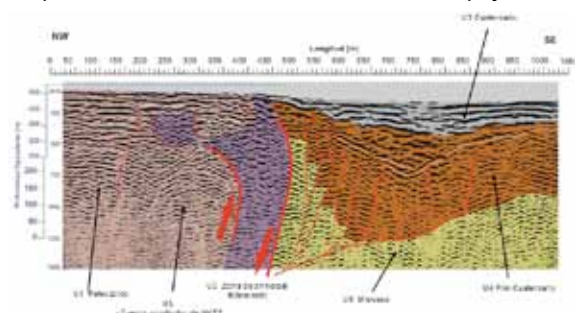


Figura 6: Sección sísmica interpretada. En líneas rojas se han trazado las discontinuidades interpretadas más importantes y en blanco las orientaciones de algunos reflectores con el fin de poner en evidencia estructuras de interés.

Figure 6: Interpreted seismic section. Red lines are the interpreted discontinuities and in white the orientations of some reflectors in order to highlight interesting structures.

Centrada a los 400 m de longitud se detecta una zona de anchura significativa con una estructura desorganizada (U2, en morado) compatible con una zona de alta deformación que representaría la zona de falla principal. Esta zona limitaría el bloque de basamento al NO de los materiales sedimentarios cuaternarios y miocenos al SE. Según el modelo geoelectrico, el desnivel vertical relativo entre el basamento de un bloque y otro podría ser de unos 500 m. La zona de cizalla es una banda de 75-100 m de espesor, con un buzamiento general en torno a los 70°. En su flanco SE ésta se halla acompañada de un conjunto de fracturas con mayor o menor grado de deformación. La estructura es compleja, parece haber varias fallas bajo el cuaternario hacia el SE que convergerían en profundidad, lo que apoyaría que la zona de cizalla es bastante más ancha que los aproximadamente 100 m observados en superficie en la zona donde aflora la *fault gouge*. Si bien los reflectores no son claros parece que los contactos entre la zona de cizalla y los depósitos cuaternarios, los miocenos y el basamento metamórfico podrían presentar una estructura de arrastre debida a la componente inversa de la FAM, coherente con su cinemática transpresiva. En cuanto al bloque levantado paleozoico (extremo NO) se interpretan una serie de fallas superficiales que

desaparecen en profundidad pasando a zonas con estructuración interna compleja e irregular dentro de los esquistos y filitas alpujárrides.

CONCLUSIONES

La interpretación conjunta de los modelos geofísicos ha permitido establecer la estructura tectónica del primer kilómetro del subsuelo en el sector de la Torrecilla, al SO de la FAM. Su combinación con la geología de superficie permite interpretar que la anchura de la zona de cizalla parece mayor que la observada en las excavaciones superficiales realizadas en trabajos previos (100 m) y podría estar generando un arrastre de tipo inverso de los contactos entre las unidades sedimentarias, así como el techo del basamento acompañado de una serie fallas afectando las unidades miocenas y al basamento, pero no a los depósitos cuaternarios. Si bien son necesarios datos adicionales del desnivel del basamento en el bloque hundido, el desplazamiento vertical podría alcanzar los 500 m. El perfil geoelectrico apoya que el buzamiento de la zona de falla es bastante constante (70°NO) en el primer km de corteza. En el bloque levantado se detectan fallas hasta los 300 - 400 m de profundidad seguido por un paleozoico que no presenta discontinuidades importantes.

Agradecimientos: Trabajo parcialmente financiado por el proyecto INTERGEO, CGL2013-47412.

Referencias bibliográficas

- López-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales, J., Stich, D., (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters* 39, L03301. Doi: 10.1029/2011GL050498.
- Martínez-Díaz J.J., 2000: Neotectónica y tectónica activa de la falla de las viñas: influencia de las perturbaciones del campo de esfuerzos regional generadas por la falla de Alhama de Murcia. *Boletín Geológico y Minero*. 111-1: 33-52.
- Martínez-Díaz, J.J.; Béjar-Pizarro, M.; Álvarez-Gómez, J. A.; Mancilla, F. de Lis; Stich, D.; Herrera, G.; Morales, J. 2012. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, earthquake. *Tectonophysics*, 546-547: 28-37.
- Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Tsige, M., Rodríguez-Escudero, E., Alonso-Henar, J., Crespo, J., Jiménez-Molina, D., Moratalla, J.M., Rodríguez-Péces, M.J., Álvarez-Gómez, J. A., Pérez-López, R., Jurado, M.J., Alvaro M., & Capote, R. (2016). FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *GeoTemas* 16(2), 579-582.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. and P. Masse 1987a: Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain), *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*. 11, 1-22.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Larouziere F.D. y Bedu P., 1987b: Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine bétique oriental, Espagne. *Notes de mem. C.F.P., Paris*. Rodríguez-Escudero, E.; Martínez-Díaz, J.; Tsige, M. (2016). Deformaciones pseudodúctiles en régimen frágil en una falla activa lenta: La falla de Alhama de Murcia. *Implicaciones sismotectónicas*. *GeoTemas*, 13:1531-1534.
- Rodríguez-Escudero, E. (2017) Implicaciones de la estructura interna de una zona de falla activa en la génesis de terremotos. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid. 304 pp.



INCISIÓN Y RELLENO DEL RÍO GUADALENTÍN EN LORCA DURANTE EL HOLOCENO: CAUSAS TECTÓNICAS Y ANTRÓPICAS

Incision and fill of the Guadalentín river in Lorca during the Holocene: tectonic and anthropogenic causes

J. García-Mondéjar (1), A. Martínez Rodríguez (2), J. Ponce García (2)

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Ap. 644, 48080 Bilbao, España, joaquin.garciamondejar@ehu.es

(2) Museo Arqueológico Municipal de Lorca, Plaza Juan Moreno s/n, 30800 Lorca (Murcia). andres.martinez@lorca.es y juana.ponce@lorca.es

Resumen/resumo: El río Guadalentín se encajó en Lorca durante el Holoceno inferior en sedimentos aluviales del Pleistoceno final. Excavaciones arqueológicas en el subsuelo de Lorca han permitido caracterizar depósitos de abanico aluvial pre-Holoceno y depósitos fluviales y aluviales holocenos. Los materiales formados desde el Neolítico final (≈ 5.500 a. BP), que rellenan el canal excavado del río hasta su colmatación actual, son considerados antrópicos. Perfiles transversales plano-convexos del abanico pre-Holoceno de Lorca muestran inclinación hacia el NE (0,18%), y sugieren un basculamiento tectónico del valle en el mismo sentido durante el Holoceno inferior. Atribuimos a ese basculamiento, que probablemente sigue en la actualidad, la incisión del río a través de las fallas activas de Alhama de Murcia y Río Guadalentín.

Palabras clave: Río Guadalentín, incisión, Lorca, Holoceno, fallas

Abstract: The Guadalentín River was incised in Lorca during the Holocene by entrenching of a fan channel in latest Pleistocene sediments. Archaeological excavations in Lorca city allow distinguish pre-Holocene alluvial fan deposits and fluvial and alluvial Holocene deposits. Materials formed from the late Neolithic (≈ 5.500 a. BP) to the present time that fill up the river channel, are considered anthropogenic. Transversal sections with plane base and convex upper profile in the pre-Holocene Lorca fan show NE inclination (0.18%), that suggests tilting of the valley floor in that direction during the early Holocene. We attribute the river incision in that epoch to this tilting, made by the Alhama de Murcia and Río Guadalentín active faults.

Key words: Guadalentín River, incision, Lorca, Holocene, faults

INTRODUCCIÓN

Aguas abajo de Lorca (Murcia) el río Guadalentín pasó de nutrir un abanico aluvial a constituir un sistema de flujo confinado, integrado en la red de drenaje regional (Silva et al., 2008). Esta interpretación, atribuida al intervalo entre el Neolítico final (5.500 años BP) y la actualidad, contempla episodios de incisión en el antiguo canal axial del abanico y sedimentación, causados por variaciones climáticas.

En este trabajo presentamos datos de facies sedimentarias y depósitos antrópicos de varias excavaciones en Lorca, que permiten reconstruir la evolución del río Guadalentín a su paso por la ciudad desde el Pleistoceno final a la actualidad. Con ayuda de información topográfica y geofísica existente junto a datos estratigráficos propios delimitamos el abanico aluvial reciente de Lorca (Fig. 1). Proponemos seguidamente el tránsito de régimen aluvial a fluvial en la ciudad, y discutimos finalmente las causas tectónicas y antrópicas de la incisión y relleno del cauce del río.

TERRAZAS DEL RÍO GUADALENTÍN

Una evolución en seis etapas (A-F) del río Guadalentín a su paso por Lorca, basada en la formación de terrazas y rellenos subsiguientes, se muestra en la Fig. 2. Describimos a continuación dichas estructuras.

A. En la parte superior se especifican dos terrazas utilizadas para construir el perfil SO-NE del abanico de Lorca, con pendiente actual de 0,17% hacia el

NE. Debajo se sitúan seis lugares escogidos para dibujar el perfil actual de la ciudad de Lorca, con la misma orientación SO-NE. Las cotas absolutas se han obtenido a partir de planos del casco urbano de Lorca a escala 1:500 del Ayuntamiento (PEPRI, 2000). La terraza del nivel geológico C/ Corredera-C/ Terror Leonés se encuentra a 333,15 m y consta de limos amarillos, arenas amarillas y grava gris canalizada, con paleocorriente deducida N215E. La terraza de C/ Ortega Melgares está a cota 331,0 m y presenta grava con base erosiva canaliforme en su lado septentrional.

B. La terraza del nivel geológico de C/ Pío XII, nº 29 tiene 330,5 m de cota. Presenta arcillas amarillas, arenas amarillas y grava gris canalizada con imbricación hacia N202E. En la Glorieta de San Vicente el techo del nivel geológico, de cota 327,80 m, consta de grava polimíctica roja con base erosiva y debajo sucesivamente arcillas grises, grava roja similar a la de arriba, y limos amarillos. En el solar de Avda. Europa-Avda. Paso Encarnado, la sucesión geológica, de cota aproximadamente 328,0 m, contiene limos monótonos de color marrón claro y dos intervalos de grava en la parte más septentrional.

C. En el solar de la C/ Carril de Caldereros-Avda. Santa Clara, un corte de 33 m de longitud orientado OSO-ENE muestra gravas, arenas y limos en una terraza a 320,80 m de cota. Las gravas, canalizadas, sugieren una paleocorriente N163E.

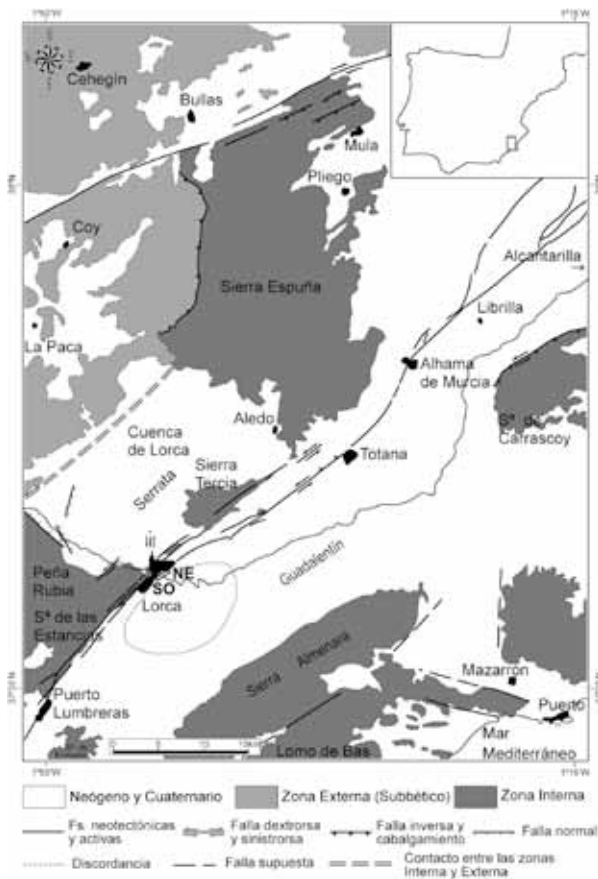


Figura 1: Abanico aluvial de Lorca y río Guadalentín en el marco de geología regional. Corte SO-NE en Fig. 2.

Figure 1: Lorca fan and Guadalentín River in the regional geological context. SW-NE section in Fig. 2.

D. El perfil muestra un relleno Neolítico Final y Calcolítico (López et al. 2008), de hasta 2,40 m de espesor, con silos, acequias de riego y muros de contención y partición de flujo acuoso. En el solar colindante de Avda. Juan Carlos I, nº 79- C/ Carril de Caldereros, se han obtenido dataciones de C14 entre 5054 y 4623 a. cal. BP, asociadas a esta fase (e.g. Fuentes et al., 2005).

E. Representa depósitos antrópicos desde el techo del Calcolítico hasta el período Romano Altoimperial (4623 a. cal. BP- s. I d.C.), según datación arqueológica (López et al. 2008), con un espesor de hasta 3,3 m que contiene restos Ibéricos y Romanos.

F. Consiste en un relleno antrópico desde Romano Altoimperial a la actualidad (s. I d.C. a 2018 d.C.). Con un espesor de hasta 3,25 m incluye materiales Tardorromanos y Contemporáneos (López et al. 2008).

ABANICO DE LORCA

El análisis topográfico detallado del valle del Guadalentín al este y sur de Lorca, según cartografía con información digital a escala 1:25.000 del Mapa

Topográfico Nacional, muestra una morfología de abanico diseccionada actualmente por el río Guadalentín (Fig. 1). Cuatro cortes radiales de esa morfología y tres cortes transversales de la misma permiten obtener una visión del cuerpo sedimentario plano-convexo, cuya base muestra una pendiente de 0,18 % hacia el NE. La potencia máxima del abanico es de 17,7 m, de los que los 4,5 m superiores cerca de Lorca contienen diversos restos antrópicos en secuencias estratificadas, igual que los 1,5 m finales a 8 km al SE de Lorca. Estos depósitos superiores corresponden al intervalo Hierro Antiguo-Actualidad (Martínez Rodríguez, 1990), que abarca aproximadamente 2.500 años.

FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

El Cuaternario reciente encontrado en el subsuelo de Lorca comprende dos conjuntos diferenciados que muestran contactos erosivos e indentedos: gravas grises de canal con arenas y limos amarillos y pardos de llanura de inundación (paleocorrientes 220, 163, 215, 202 y 160), similares a los que caracterizan el río Guadalentín actualmente, y gravas rojas polimícticas con lutitas y arenas rojas asociadas, características de ramblas y abanicos aluviales al sur del cerro del Castillo de Lorca (dispersión hacia E y SE).

DISCUSIÓN

Las terrazas de C/ Corredera-C/ Terrer Leonés y C/ Ortega Melgares 1,3 km al NE (Fig. 2A), permiten dibujar una superficie antigua del abanico de Lorca situada a +11-13 m de altura sobre el nivel actual del río Guadalentín aguas abajo del casco de la ciudad (320 m), o a similar altura sobre el río inciso dentro de la ciudad al final del Holoceno inferior (319,50 m, 5.054 a. cal. BP, Fig. 2D). Hacemos corresponder esta terraza con la descrita en el SE de la península Ibérica a unos +10 m del talweg actual, creada durante el intervalo desde 20.690 ± 350 a. BP hasta 12.220 ± 130 a. BP, en el Versiliense inferior (Cuenca Payá y Walter, 1985). Comparando la pendiente actual hacia el NE de la terraza anterior (0,17%), con la pendiente en el mismo sentido de las secciones plano-convexas transversales del abanico (0,18%), se observa una coincidencia significativa, que atribuimos a un basculamiento tectónico del valle del Guadalentín hacia el NE con posterioridad a la formación del abanico. La incisión profunda del río Guadalentín, ocurrida antes de la aparición de asentamientos humanos en Lorca hacia 5.500 a. BP (e.g. Martínez Rodríguez y Ponce García, 1997), sugiere que dicho basculamiento tuvo lugar durante el Holoceno inferior, entre aproximadamente el final del Pleistoceno y 5.500 a. BP. Fases de erosión y agradación en la excavación del río (Fig. 2A-C), pueden significar pulsos tectónicos y, quizás, ciclos climáticos.

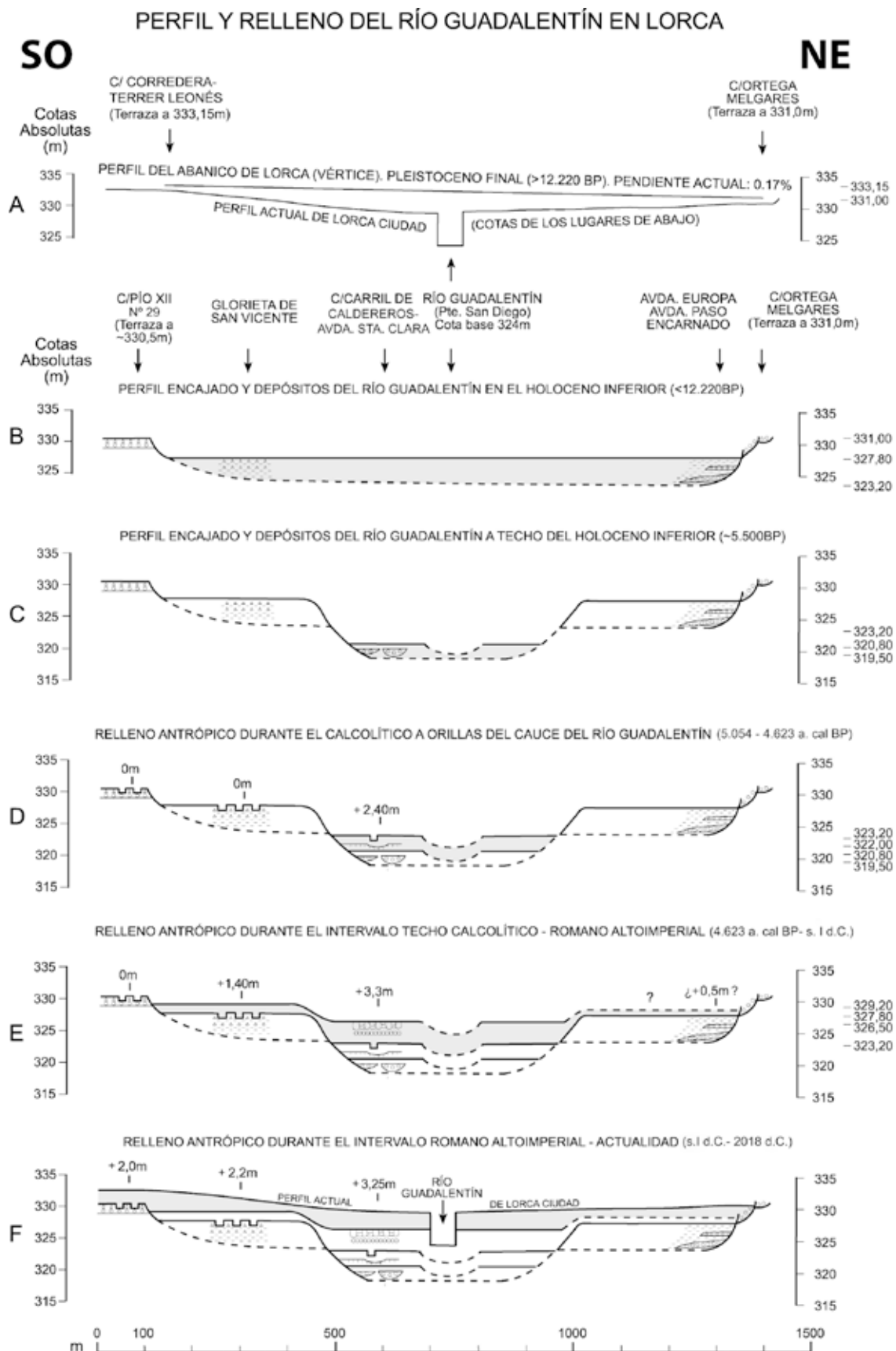


Figura 2: Incisión geológica y relleno antrópico del río Guadalentín durante el Holoceno (corte SO-NE en Fig.1)

Figure 2: Geological incision and anthropogenic infill of Guadalentín river during the Holocene (SW-NE section in Fig.1).

Es conocido que los ríos en llanuras aluviales son indicadores muy sensibles de cambios en la pendiente de los valles. A este respecto, Schumm et al. (2000, p. 37) indican que un río forzado a variar su pendiente por inclinación del terreno aguas abajo, aumenta su sinuosidad o trezado para mantener un gradiente constante. En el río Guadalentín aguas abajo de Lorca se observa un aumento de la sinuosidad con varios meandros superpuestos (e.g. Booth Rea y Silva, 2010). Este hecho apoya la creación de pendientes en dicha zona por descenso local del nivel de base en tiempos recientes (Holoceno).

Existen datos del corte de La Hoya en el río Guadalentín 8 km al E de Lorca, con sedimentación de flujo no confinado durante el Holoceno inferior entre 7.706 y 7981 a. cal. BP y aún más antiguo (Silva et al., 2008), en un área de orla de abanico según los límites considerados en este trabajo. Dichos datos sugieren incisión del río Guadalentín en su propio abanico y su desplazamiento hacia el NE durante el Holoceno inferior. Esta incisión coincidió con un importante período húmedo que afectó al SE de la península Ibérica y a todo el Mediterráneo (e.g. Jalut et al., 2009). Por ese motivo excluimos como causa determinante de erosión la excavación por aguas torrenciales resultantes de aridificación. Ello refuerza nuestra interpretación del tránsito abanico-río en Lorca por causas tectónicas.

Cabe atribuir el hundimiento hacia el NE del valle alto del Guadalentín durante el Holoceno inferior a la actividad de al menos dos fallas: Alhama de Murcia, activa durante el Pleistoceno superior y Holoceno (e.g. Masana et al., 2004), y Río Guadalentín, alineada con este río en dirección NE entre Lorca y Totana. Trazados rectilíneos de cauces de ríos en llanuras aluviales se han atribuido frecuentemente a fallas activas ocultas, y por otra parte se han descrito cinturones de canales meandriformes concentrados en áreas hundidas por inclinación tectónica dentro de una cuenca (e.g. Schumm et al., 2000, pp. 31, 192). Ambas características se encuentran en el río Guadalentín aguas abajo de Lorca (e.g. Booth Rea y Silva, 2010). La actuación de la falla supuesta del Río Guadalentín pudo condicionar primero la incisión del río en su abanico durante el Holoceno inferior (datos de este trabajo) y después la incisión de la orla de abanico y la cuenca endorreica de Totana durante el Holoceno superior (Silva et al., 2008). Actividad reciente en la misma falla fue sugerida previamente por teledetección (Fresneda et al., 1977) y, por otra parte, Martínez-Díaz (1998) propuso dicha falla como posible y oculta, con epicentros sísmicos. Pensamos que su traza puede seguirse en subsuelo hasta el SO de Lorca (García-Mondéjar et al., 2014), utilizando datos geofísicos expuestos en IGME (1976).

En la etapa actual el desplazamiento de sistemas canalizados fluviales del valle alto del río Guadalentín al E y NE de Lorca sigue activo, probablemente por mantenimiento de las causas tectónicas y, quizás, por incorporación de causas antrópicas como sobreexplotación de acuíferos o extracción de gravas de ramblas (e.g. Ortega et al., 2014).

Atribuimos finalmente el relleno progresivo del cauce del río Guadalentín en Lorca durante el Holoceno superior a causas antrópicas (Fig. 2D-F). Existen evidencias del desvío de agua del río hacia el S y SE de la ciudad durante las etapas culturales del Calcolítico, Ibérico, Romano, Medieval, Moderno y Contemporáneo. Se deducen de acequias de riego, boqueras en muros de contención, canales excavados en tierra y ramblas artificiales (Tiata). En momentos de riada el tarquín (agua turbia muy densa) ha inundado tradicionalmente campos de cultivo sobre el antiguo abanico aluvial de Lorca, proporcionando fertilidad para sucesivas cosechas y ascenso vertical de la superficie topográfica. Al menos en épocas Medieval y Contemporánea diques transversales al cauce del río (azudes, sangradores) han facilitado el desvío de las aguas.

Referencias bibliográficas

Booth Rea, G. y Silva, P. (2010). *Mapa Geológico de España E 1:50.000*, Hoja nº 953 (Lorca), Cartografía y Memoria, 195 p.

Cuenca Payá, A. y Walter, M.J. (1985). Consideraciones generales sobre el Cuaternario continental en Alicante y Murcia. *Cuadernos de Geografía*, 36, 21-32. Valencia.

Fresneda, V.S., Sánchez, J.A. y Artés, F. (1977). Aplicación científica de las fotografías de la superficie terrestre obtenidas mediante satélites artificiales.- I- Gran accidente geotectónico en la Zona Central de la provincia de Murcia (España). *Tecniterrae*, 16: 8-18.

Fuentes, N., García-Martínez, M.S., González-Sampériz, P., Fernández, S., Carrión, J.S., López-Campuzano, M. y Medina, J. (2005). Degradación ecológica y cambio cultural durante los últimos cuatro mil años en el sureste ibérico semiárido. *Anales de Biología*, 27, 69-84.

García-Mondéjar, J., Sanz de Galdeano, C. y Ferrairó Salvador, J.M. (2014). Relación entre tectónica y sedimentación Neógeno-Cuaternaria en el sector de Lorca. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 253-269.

IGME (1976). Cortes geoeléctricos. *Prospección geofísica en el alto Guadalentín*. Plan sectorial de aguas subterráneas. Subsector Cuenca del Segura. Pl. 28 y 29.

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., and Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 200, 4-18.

López Martínez, M.V., López Martínez, C.M. y Haber Uriarte, M. (2008). Intervención arqueológica en la Calle Carril de Caldereros, Lorca. *XIX Jornadas de Patrimonio Cultural de la Región de Murcia*, 291-294.

Martínez Díaz, J. J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería*. 2 tomos. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 466 p.

Martínez Rodríguez, A. (1990). Primera campaña de excavaciones de la villa romana de la Torre de Sancho Manuel (Lorca). *Memorias de Arqueología de la Región de Murcia*, 5, 141-158.

Martínez Rodríguez, A. y Ponce García, J. (1997). Excavaciones Arqueológicas de urgencia en un enclave Romano y un asentamiento del Neolítico final en la Calle Floridablanca, Espalda Huerto Ruano (Lorca, Murcia). *Memorias de Arqueología*, 12, 291-306.

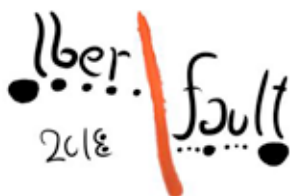
Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, L. & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109, B01301.

Ortega-Becerril, J.A., Garzón, G., Béjar-Pizarro, M., y Martínez-Díaz, J.J. (2016). Towards an increase of flash-flood geomorphic effects due to gravel mining and ground subsidence in Nogalte stream (SE Spain, Murcia). *Natural Hazards Earth System Science Discussions*. Doi: 10.5194/nhess-2016-136.

PEPRI (1993). Plan especial de protección y rehabilitación integral en el conjunto histórico artístico de Lorca. *Excmo. Ayuntamiento de Lorca*. Plano 18.4. Escala 1 :500.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M. (2000). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, 276 pp.

Silva, P.G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., Goy, J.L. and Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology*, 100, 140–153.



FÁBRICAS MAGNÉTICAS Y SU INTERPRETACIÓN CINEMÁTICA EN UNA ZONA SISMOGÉNICA: LA FALLA DE BAZA

Magnetic Fabrics and fault kinematics in a seismogenic zone: The Baza Fault.

M. Marcén (1), T. Román-Berdiel (1), A.M. Casas-Sainz (1), B. Oliva-Urcia (2), R. Soto (3), J. Castro (4),

(1) Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

(2) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid 28049 Madrid.

(3) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza.

(4) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690- Alicante.

Resumen: El estudio de las fábricas magnéticas (ASM) es un método eficaz para la determinación de la petrofábrica de la roca, y en contextos extensionales permite inferir la dirección de extensión dominante a escala local. En este trabajo, presentamos los resultados obtenidos en la Falla de Baza (Granada) con el objetivo de su caracterización cinemática a partir del estudio estructural y de fábricas magnéticas. Cinco afloramientos a lo largo de la falla han sido analizados evidenciándose una dominante componente normal en el desplazamiento de la misma, con lineaciones magnéticas paralelas tanto a la dirección de transporte en las zonas cizalladas y como a la dirección de extensión dominante E-W en los bloques de la falla. Los singulares resultados obtenidos en el afloramiento de la Trinchera del Carrizal son interpretados como la consecuencia de la modificación local del estado de esfuerzos regional en una posible rampa de relevo, obteniéndose lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de la estructura, siendo indicativas de una tensión local paralela al buzamiento de dicha rampa.

Palabras clave: Falla de Baza, Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), zona de falla, rampa de relevo.

Abstract: The study of the magnetic fabric (AMS) is a quick and effective technique that allows to determine the rock fabric and, in a extensional context, the extension direction at local scale. In this work we present the results of structural analysis and AMS recorded in the Baza Fault, with the aim of characterizing the kinematics of the structure. Five outcrops along the fault trace were analysed. The results fit with a pure normal displacement of several segments of the Baza Fault. Magnetic lineation within the shear planes trends generally parallel to the transport direction inferred from striations and also parallel to the regional E-W extension in both blocks of the fault. Exceptionally, the data from the Trinchera del Carrizal outcrop are interpreted in terms of local variation of the extension direction in a relay ramp between two of the main traces of the fault. In this site, magnetic lineation is parallel to the strike of the structure and also to the dip of the hypothetical relay ramp, indicating a local N-S extension parallel to its dip direction.

Key words: Baza Fault, Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), fault zone, relay ramp.

Introducción

El estudio de fábricas magnéticas (ASM) es una herramienta rápida, eficaz y no destructiva para determinar la petrofábrica en diferentes contextos tectónicos, tanto extensivos como compresivos (Parés, 2015 y referencias allí citadas), y por lo tanto puede ser utilizada como marcador de la deformación. La ASM es un tensor de segundo orden que puede ser representado geoméricamente como un elipsoide de tres ejes, de tal forma que $k_{max} > k_{int} > k_{min}$. La orientación y magnitud de los tres ejes refleja las condiciones de su formación (fábricas sedimentarias, magmáticas...) o deformación (fábrica tectónica). En este sentido, una fábrica sedimentaria se caracteriza por presentar sus ejes máximos (k_{max} , a partir de ahora lineación magnética) e intermedio (k_{int}) contenidos en el plano de depósito o estratificación, siendo su eje mínimo (k_{min}) perpendicular a dicho plano, puesto que este

queda definido por la orientación preferente de los planos basales de los minerales portadores de la ASM. Sin embargo, si el depósito se produce en un contexto extensivo con la suficiente intensidad como para producir pequeñas reorientaciones en los granos minerales, el eje largo de dichos minerales y por tanto el del elipsoide magnético, tienden a colocarse en paralelo a la dirección de extensión y perpendicular a la dirección de las fallas normales (Ciffelli *et al.*, 2005; García-Lasanta *et al.*, 2015). Por otra parte, en zonas de cizalla el k_{min} se dispone o bien perpendicular a los planos de foliación o bien a los de cizalla, mientras que la lineación magnética se dispone sobre el propio plano de cizalla, ya sea en paralelo a la dirección de transporte o bien perpendicular a ella (y paralela a lineación de intersección S-C) en función del mayor o menor grado de deformación, respectivamente (ver Parés y van der Pluijm, 2002 para mayor detalle).

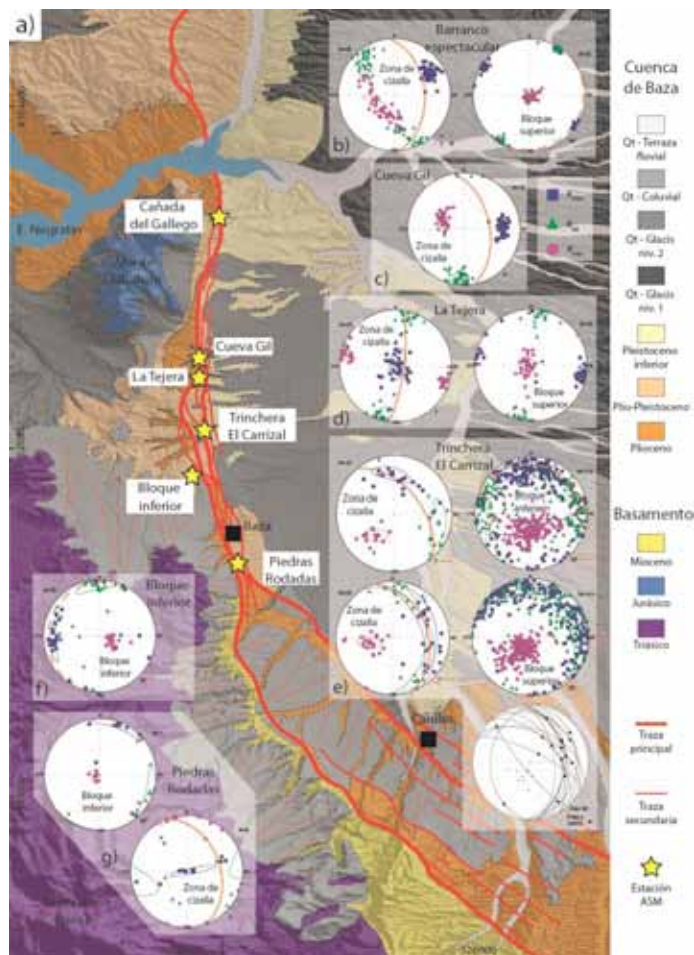


Figura 1: a) Mapa geológico de la Falla de Baza. b, c, d, e, f y g) Resultados direccionales de la ASM representados en proyección estereográfica. En cuadrados azules: eje k_{max} o lineación magnética; en triángulos verdes: eje k_{int} ; en círculos rosas: eje k_{min} . En trazo naranja continuo: orientación de los planos de falla; en trazo naranja discontinuo: orientación de la estratificación. Modificado de Alfaro *et al.* (2008).

Figure 1. a) Geological map of the Baza Fault. b, c, d, e, f y g) AMS directional data in stereographic equal area projection. Blue box: k_{max} or magnetic lineation; green triangle: k_{int} ; pink circle: k_{min} . Orange solid planes: fault plane orientation; Orange dashed planes: stratification orientation. Modified from Alfaro *et al.* (2008).

En el presente trabajo presentamos los resultados de ASM obtenidos en la zona deformada de la Falla de Baza, principal estructura tectónica en la cuenca homónima y que supone una de las principales fallas sísmicas de Iberia. El objetivo principal del estudio es la caracterización cinemática de la estructura mediante el análisis de la distribución de la deformación en una trinchera abierta en una de sus ramas y el estudio de la geometría de la zona deformada en diferentes segmentos de su traza cartográfica.

Contexto geológico y estructura de la Falla de Baza

La estructuración de la Cordillera Bética tiene lugar como consecuencia de la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana durante el Cenozoico. Sin embargo, en las Zonas Internas del sistema Bético durante el Neógeno y Cuaternario se desarrollan amplias cuencas extensionales (Cuencas de Granada o Guadix-Baza, por ejemplo) en relación con procesos extensivos en dirección ENE-OSO, coetáneos a la convergencia dominante NNO-SSE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999). En este contexto geodinámico se desarrolla un sistema de fallas

normales siendo una de ellas la Falla de Baza, objeto de estudio en el presente trabajo, y que divide estructuralmente en dos áreas la Cuenca de Guadix-Baza: al Oeste de su traza cartográfica el área de Guadix y al este, la de Baza.

La Falla de Baza (Fig. 1a) presenta una longitud total de unos 37 km y se caracteriza por presentar dos tramos de direcciones y características diferentes. Hacia el Sur, la zona deformada presenta numerosas ramas o *splays* en dirección NO-SE, mientras hacia el Norte la deformación se concentra en un número menor de ramas de mayor salto y en dirección N-S, con buzamientos hacia el E y cinemática predominantemente normal (Alfaro *et al.*, 2008). En superficie la falla afecta a materiales continentales del Mioceno superior, Pliocenos y los sistemas de glaciares del Pleistoceno provenientes en su mayor parte de la Sierra de Baza (Fig. 1a). Alfaro *et al.* (2008) determinan a partir del salto total acumulado una tasa de desplazamiento desde el Mioceno superior y hasta la actualidad de 0.22-0.37 mm/a, mientras que García Tortosa *et al.* (2008) indican una tasa de desplazamiento vertical del sistema de glaciares de 0.17-0.49 mm/a.

Metodología

En total, cinco afloramientos a lo largo de falla han sido estudiados, además de una estación para ASM al Oeste del sistema de fallas, en su bloque inferior. El trabajo en campo consistió en la toma de datos estructurales y de muestras en los materiales sintectónicos de la cuenca afectados por las fallas para el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM o fábricas magnéticas). Para el muestreo se utilizó una perforadora de baterías para tomar muestras paleomagnéticas estándar (2.5 cm de diámetro y 2.1 cm de altura) y también se tomaron bloques de mano orientados que posteriormente fueron cortados en cubos de tamaño 2.1x2.1x2.1 cm. Las litologías muestreadas son lutitas, lutitas con pasadas de arenas y margas de edades Plioceno (Cañada del Gallego, Cueva Gil, El Carrizal y Piedras Rodadas) y Pleistoceno (La Tejera y Bloque inferior). En la medida que la litología lo permitía, se tomaron muestras tanto en la roca de falla como en los bloques inferior o superior en cada uno de los afloramientos. La medición de la ASM se realizó mediante un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (Agico), en la Universidad de Zaragoza.

Resultados

De los 5 afloramientos analizados en la zona deformada, los tres situados en el sector Norte de la traza (Cañada del Gallego, Cueva Gil y La Tejera; Fig. 1) presentan estructuras relativamente simples con una única traza principal de la falla (dos en el caso del Cañada del Gallego). Los tres afloramientos presentan resultados similares en cuanto a la dirección de transporte y ASM. La cinemática de las fallas indica movimiento de falla normal pura. En las zonas de cizalla, las lineaciones magnéticas son paralelas a las estrías y el k_{min} tiende a ser perpendicular a los planos de falla (Fig. 1b, c, d). En los materiales sintectónicos del bloque superior de la falla, en dos de los afloramientos dominan las fábricas extensionales con lineaciones magnéticas en dirección E-O, paralelas a la dirección de extensión regional y el k_{min} perpendicular a la estratificación sub-horizontal (Fig. 1b, d). Resultados muy similares se han obtenido en la estación situada en el bloque inferior del sistema de fallas (Fig. 1f).

Por otra parte, el afloramiento de la Trinchera del Carrizal se caracteriza por la presencia de una zona de falla de aproximadamente 7 m de espesor, comprendida entre dos de los numerosos segmentos de la falla principal en las que está ramificada en este sector, y que tienden a converger en este punto. Los datos estructurales medidos indican una complejidad cinemática mayor, con numerosos planos de falla secundarios en direcciones desde ONO-ESE hasta N-S, siendo estos últimos mayoritarios. Las estrías muestran cabeceos variables desde 15° hasta 90° dominando las inmersiones hacia el E. La estratificación es reconocible en los bloques individualizados por los planos de las fallas y presenta direcciones oblicuas a la dirección principal N-S de la falla y buzamientos bajos hacia el NE (Fig. 1e). La ASM en el bloque inferior de la traza principal estudiada se caracteriza por un k_{min} perpendicular a la estratificación y lineación magnética paralela a la dirección de la falla, con inmersiones hacia el N. En el bloque superior, las lineaciones magnéticas no se definen en orientación, aunque están contenidas en el plano de estratificación. Los resultados obtenidos en las zonas de cizalla correspondientes a planos de falla individuales muestran cabeceos de las lineaciones magnéticas muy variables, pero siempre contenidas en el plano de la falla, de forma similar a las estrías medidas (Fig. 1e).

Por último, el afloramiento de Piedras Rodadas presenta resultados poco o nada concluyentes, posiblemente a causa de la baja susceptibilidad magnética de las muestras y la poca definición del elipsoide (Fig. 1g). Solo una estación en el bloque inferior presenta un elipsoide definido, con características similares a las identificadas en el bloque inferior de la Trinchera del Carrizal.

Interpretación

La buena correlación entre los datos estructurales y la ASM señala que ésta puede ser interpretada en términos cinemáticos para el estudio de la zona deformada. En este sentido, en los tres afloramientos situados en el tramo N de la traza cartográfica, la orientación de la lineación magnética en los planos de cizalla es coherente con la cinemática normal

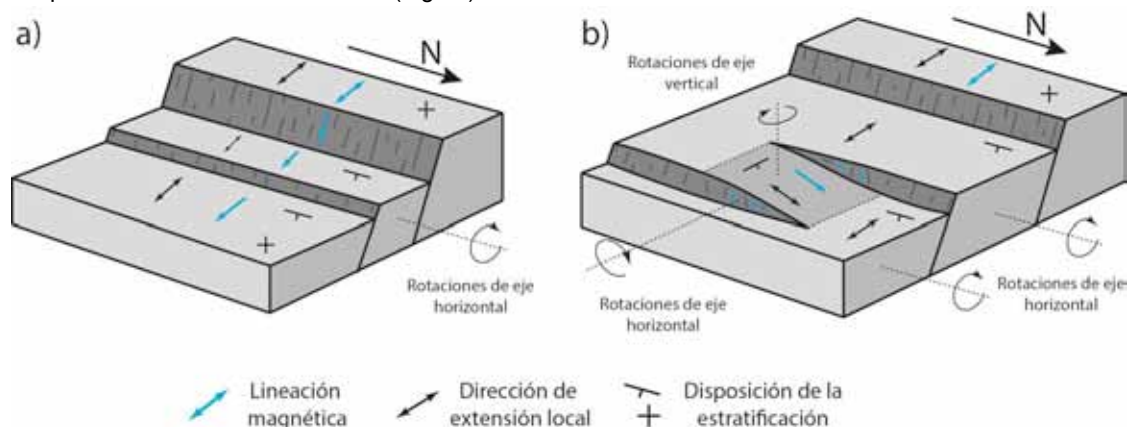


Figura 2: Bloques diagrama simplificados de dos transectos diferentes de la Falla de Baza, con la orientación de la lineación magnética en las zonas cizalladas y en los bloques de las diferentes ramas. a) Estructura de los afloramientos situados al N. b) Estructura interpretada para la Trinchera del Carrizal, con la presencia de una rampa de relevo entre dos segmentos principales de la falla. Modificado de Ferrill y Morris (2001).

Figure 2: Schematic block diagrams of two different transects of the Baza Fault and the disposition of the magnetic lineation in both situations. a) Structure of the outcrops located towards the N. b) Interpreted structure in the Trinchera del Carrizal outcrop, with a relay ramp between both segments of the fault. Modified from Ferrill and Morris (2001).

pura en planos de falla de dirección N-S, mientras que en los bloques superiores la lineación magnética paraleliza la dirección de extensión regional E-W (Fig. 2a).

Sin embargo, los resultados obtenidos en la Trinchera del Carrizal indican una complejidad estructural mayor. El hecho de que dos trazas principales de la falla converjan, la presencia de planos de falla secundarios oblicuos o incluso perpendiculares a la dirección de los dos segmentos principales de la falla normal, así como la variabilidad en los cabeceos en las estrías en la zona cizallada (Fig. 1e) sugiere la presencia de estructuras de acomodación de la deformación entre ambos segmentos principales. El hecho de que la estratificación se disponga en oblicuo o perpendicular a la dirección de la falla indica un dispositivo similar a una rampa de relevo entre los dos planos (Fig. 2b). Trabajos previos (e.g. Ferrill y Morris, 2001) en rampas de relevo indican que la extensión regional se ve localmente modificada, pasando a situarse en paralelo al buzamiento de dicha rampa en su interior (Fig. 2b). En este contexto, las lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de la falla en la zona deformada estarían en relación a dicha modificación local de la extensión regional E-W a direcciones N-S en la zona cizallada de la Trinchera del Carrizal. Una situación similar se podría esperar en Piedras Rodadas ante la estructuración en numerosas ramas de la Falla de Baza, pero la ausencia de resultados óptimos no permite su confirmación.

Agradecimientos: Los autores agradecen la revisión y comentarios realizados por Carlos Fernández. Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2013-42670-P y BES-2014-070167 (FPI) del MINECO.

Referencias bibliográficas

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., GarcíaTortosa, F.J., LópezGarrido, A.C., López Casado, C., Marín, C., Gil, A.J., Borque, M.J. (2008): *The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain)*. International Journal of Earth Sciences 97, 1353-1365.
- Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A.M., Hansen, A. (2005). *The origin of tectonic lineation in extensional basins: combined neutron texture and magnetic analyses on "undeformed" clays*. Earth and Planetary Science Letters 235, 62-78.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P. (2001). *Displacement gradient and deformation in normal fault systems*. Journal of Structural Geology 23, 619-638.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., Torcal, F. (1999): *Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene present-day extensional basin in a convergent plate boundary*. Tectonics 18, 686-702.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Hirt, A.M., Mattei, M. (2015). *Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results*. Tectonophysics 651-652, 216-231.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro P., Galindo-Zaldívar J., Gibert L., López-Garrido A.C., Sanz de Galdeano C., Ureña M. (2008): *Geomorphologic evidence of the active Baza fault (Betic Cordillera, South Spain)*. Geomorphology 97: 374-391.
- Parés, J.M. (2015). *Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks*. Front. Earth Sci., v. 3, art. 4.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A. (2002). *Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks*. Tectonophysics 350, 283-298.



3D RECONSTRUCTION OF A NORMAL FAULT ZONE: A TRENCHING STUDY ON THE ACTIVE BAZA FAULT (CENTRAL BÉTIC CORDILLERA, SPAIN).

RECONSTRUCCIÓN 3D DE UNA ZONA DE FALLA NORMAL: ESTUDIO EN ZANJAS DE LA FALLA ACTIVA DE BAZA (CORDILLERA BÉTICA CENTRAL, ESPAÑA).

I. Medina-Cascales (1), L.Koch (2), N. Cardozo (2), I. Martín-Rojas (1), F.J. García-Tortosa (3), P. Alfaro (1) y J. Castro (1).

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690-Alicante.

(2) Institute of Energy and Resources, University of Stavanger, 4036 Stavanger, Norway.

(3) Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén.

Resumen/resumo: El objetivo principal de este trabajo es construir un modelo estructural 3D de la zona de falla de una de las ramas principales de la falla de Baza, una falla activa normal (Cordillera Bética Central, España). Esta rama tiene un salto de pocos cientos de metros y afecta a una secuencia Plio-Pleistocena poco consolidada de arcillas, limos y carbonatos. Excavando varias zanjas sucesivas que cortan la zona de falla se obtiene su estructura a lo largo de varias secciones. Cada zanja ha sido limpiada, escaneada mediante LiDar, fotografiada y documentada. La geometría 3D de la zona de falla y de sus estructuras asociadas ha sido reconstruida en base a estas secciones. Estos datos pueden ser útiles para estudiar la variabilidad de zonas de falla en 3D, así como para estudios geofísicos (p. ej. imagen sísmica) y de modelización de reservorios.

Palabras clave: Tectónica Activa, Zona de Falla, Modelo Estructural 3D, Falla de Baza.

Abstract: The main objective of this study is to construct a 3D structural model of the fault zone of one of the main strands of the Baza fault, an active normal fault (central Betic Cordillera, Spain). This strand has an estimated throw of a few of hundred meters in relatively unconsolidated clay, silt and carbonate Plio-Pleistocene sediments. Through digging several trenches that cross the fault zone, we studied its structure along several cross-sections. Each trench was excavated, cleaned, LiDar scanned, photographed, and documented. Based on these sections, we have reconstructed the 3D geometry and associated structures of the fault zone. These data can be used to study the variability of fault zones in 3D, but also for geophysical (e.g. seismic imaging) and reservoir modeling studies.

Key words: Active Tectonics, Fault Zone, 3D Structural Model, Baza Fault.

INTRODUCTION.

Faults are rarely a discrete two-dimensional surface (Wibberley and Shipton, 2010). Fault growth results in highly irregular volumes with a variable and often unpredictable structural architecture (Childs *et al.*, 1996). Although the structure and 3D variability of fault zones are essential for a wide range of studies (seismology, active tectonics, geothermal systems, exploration and production of minerals, and reservoir systems as hydrocarbons, water, or CO₂), this information is scarce. This is because outcrops exposing fault zones in 3D are rare, and 3D seismic data resolution is not enough to study fault zone internal structures. Detailed 3D outcrop studies of fault zones can provide insight into their internal structure and the processes undergone during faulting, as well as improve the predictability of subsurface models incorporating realistically faults. The goal of this project is to construct a 3D structural model of the fault zone of one of the master fault strands of the active Baza Fault. These data can be used to study the variability of fault zones in 3D.

GEOLOGICAL SETTING.

The Baza Fault (BF) is a normal fault located in the Guadix-Baza basin (central Betic Cordillera, Spain Fig. 1a). The fault extends 37 km striking N-S to NW-

SE and dips 45°-65° to the E (Alfaro *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2011) (Fig. 1a). BF controls the sedimentation in the basin (García-Tortosa *et al.*, 2008, 2011): the western block (footwall) is formed by alluvial sediments (silts, conglomerates and sands; Vera, 1970a, b; Viseras, 1991), while the central and eastern blocks (fault zone and hanging wall) are filled with lacustrine deposits (marls, limestones, clays and gypsum; Vera, 1970a; Viseras, 1991; Gibert *et al.*, 2007a; Pla-Pueyo *et al.*, 2011) (Fig. 1b). Surface rupturing along the BF started in Late Miocene (Alfaro *et al.*, 2008), so sediments were deformed immediately after its deposition, when they were still water-saturated. Therefore, sediments in the fault zone underwent soft-sediment deformation. The BF is one of the most active structures in the central Betic Cordillera (García-Tortosa *et al.* 2008), with both historical and instrumental associated seismicity, including the 1531 Baza Earthquake (MMI=VIII-IX, Martínez Solares and Mezcua, 2003 and mb=6, Sanz de Galdeano *et al.*, 2012). The total BF throw, from the late Miocene to the present is ca. 2 km (Alfaro *et al.*, 2008). The long-term vertical slip rate ranges between 0.12 and 0.49 mm/yr (Alfaro *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2011; Sanz de Galdeano *et al.*, 2012), although higher slip rates have been calculated (0.49-2.35 mm/yr; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2010).

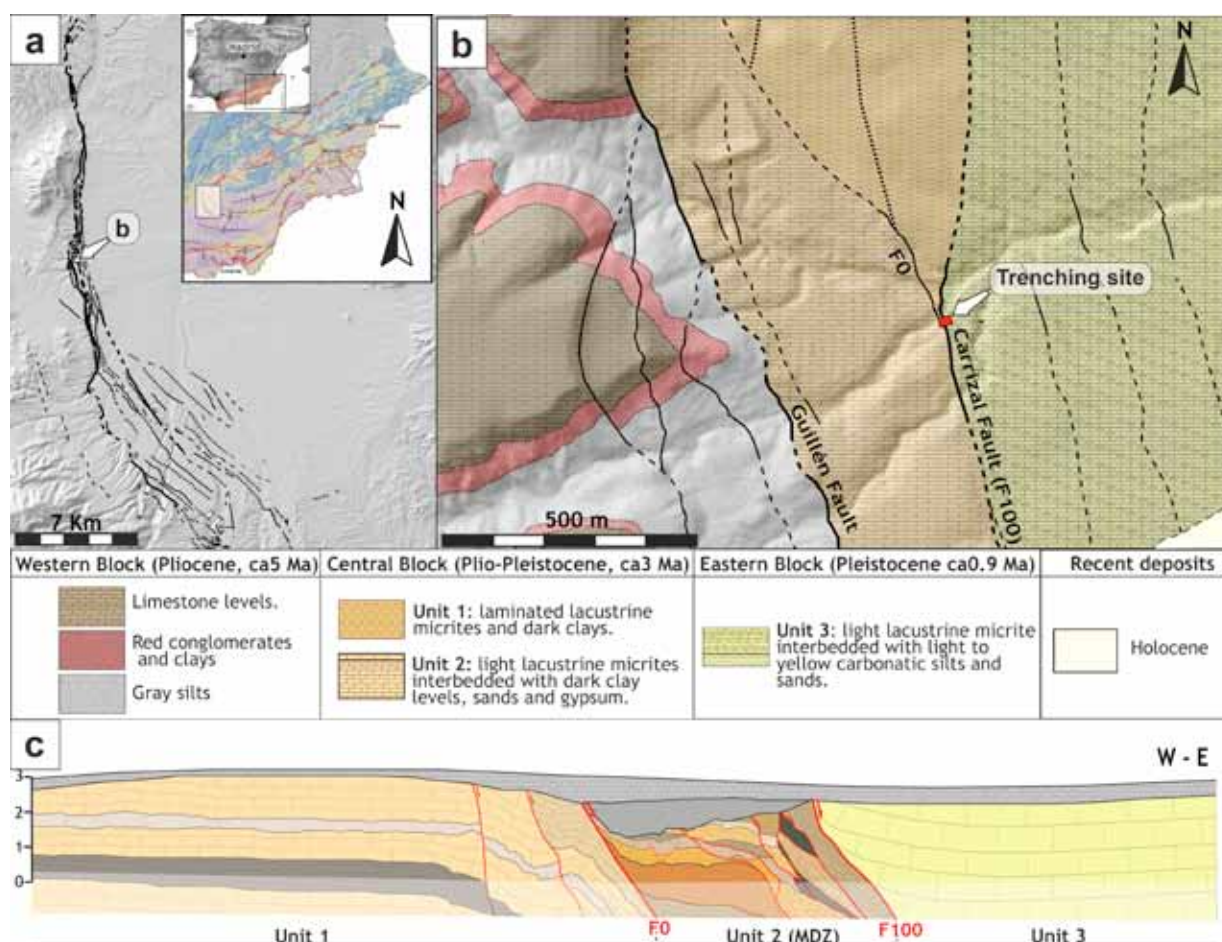


Figura 1: a) Mapa de la Falla de Baza con la localización de la zona de estudio. b) Mapa geológico de la zona de estudio. c) Esquema de la zona de falla de Carrizal. MDZ: zona de máxima deformación.

Figure 1. a) Map of the Baza Fault showing the location of the study area. b) Geological map of the study area. c) Scheme of the Carrizal fault zone. MDZ: maximum deformation zone.

Our study area is located in the central sector of the BF (Fig. 1a), where most of the total offset is concentrated along two master fault strands: Carrizal and Guillen Faults (Fig. 1b). The study is focused in the eastern master strand (Carrizal fault or F100, Figs. 1b and c). Trenches cut both F100 and a western secondary strand (F0, Fig. 1c). F100 separates Plio-Pleistocene micrites, silts, red gravels and dark clays (unit 2, ca. 2.5-3 Myr) from Middle Pleistocene limestones and silts (unit 3, ca. 0.9 Myr, Gibert *et al.* 2007b), so the total throw of this fault is about a few hundred meters. Thus, we consider F100 as the master fault in this part of the BF. F0 juxtaposes Plio-Pleistocene units very similar in age (units 1 and 2) so F0 has a maximum throw of a few tens of meters. The maximum deformation zone (MDZ) is between F0 and F100 and consists of unit 2 intensively deformed in several horses and lenses (Fig. 1c).

Methodology

The main aim of this work is to construct a 3D model of a normal fault zone from a series of cross sections. We collected field data from 13 trench walls mostly perpendicular to the fault zone, with a spacing of ca. 2 m between them (Fig. 2a). For this purpose, we excavated end trenches and then we expanded the trench inwards. Trenches were dug orthogonal to F100, each one ca. 4 m high and 12 m long. We also

collected data from the resulting trench floor section. From each surface, we collected high-resolution photographs, a LiDar scan and a stratigraphic description. Once we had these data, we corrected the photographs for lens distortion and stitched them to make photomosaics of each trench. We then made a detailed interpretation of the photomosaics (Fig. 2b). In each section, we interpreted bedding horizons, faults and structural bodies (horses and lenses). Faults were methodically identified in a hierarchical manner: largest structures (throw > 1m) which separate major fault blocks, structures inside fault blocks (throw < 1m) and minor faults (cm sized throw). The next phase consisted on cleaning and processing the LiDar data into 3D meshes of the trenches and the floor. The photomosaics were georeferenced and draped over the LiDar point clouds using ArcGIS and LIME (LiDar Interpretation and Manipulation Environment) (Fig. 2c). Key beds and structures were digitized in 3D in LIME, and correlations between walls and floor sections were established. These correlated horizon and fault traces were imported into Move. In this software, we created horizon and fault surfaces using ordinary Kriging (Fig. 2d). The result is a 3D model of the trench area that can be used for further studies and analysis related to fault zone internal structure and properties.

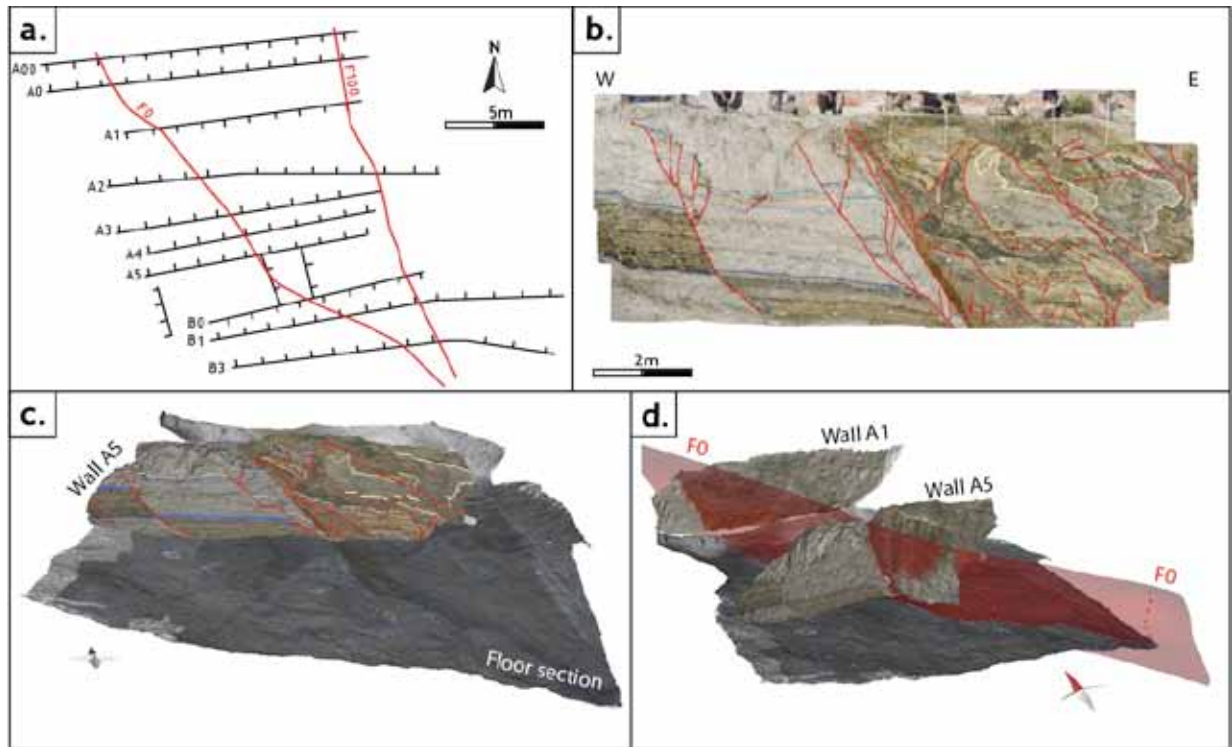


Figura 2: a) Esquema de las 13 paredes usadas en nuestro análisis (líneas negras). Los dientes de las líneas indican hacia que orientación eran visibles las paredes de las zanjas. Se muestran también las trazas de las dos fallas principales (F0 y F100, líneas rojas). b) Fotomosaico interpretado de la pared A2. c) Fotomosaico de la pared A5 solapado en la superficie 3D construida con el LiDar. d) Superficie 3D correspondiente a la interpolación de F0 (en rojo).

Figure 2. a) Sketch of the 13 walls analysed for this study (black lines). Line teeth show in which orientation the trenches walls were visible. Traces of the two faults (F0 and F100, red lines) are also included. b) Interpreted wall A2 photomosaic. c) A5 and floor photomosaics draped over the LiDar 3D mesh. d) 3D interpolated F0 surface (in red).

PRELIMINARY OBSERVATIONS

As we mentioned above, in each trench section we can distinguish between Unit 1 (trench footwall), Unit 2 (maximum deformation zone, MDZ) and Unit 3 (trench hanging wall) (Figs. 1c and 3).

Unit 1 (F0 footwall) is offset by some normal faults with < 1 m throw. This unit is sheared and dragged towards F0 (Fig. 3a and b). MDZ is located between F0 and F100. MDZ consists of unit 2 intensively sheared in several horses and lenses. Fault related folds can also be observed towards both F0 and F100 (Figs. 3a and b). MDZ width decreases southwards from ca. 6 m in A00 to ca. 1 m in B3 (Figs. 3a and b). The deformation in the MDZ is asymmetric: in the western part (horses H0 to H65, Fig. 3c), deformation is accommodated by a wide band of minor brittle structures, and the original bedding of Unit 2 can be observed (Fig. 3a); close to F100 (horses H70 to H300, Fig. 3c), deformation is concentrated in a narrow band, where Unit 2 is highly sheared and ductile deformation structures can be recognized (Fig. 3a). Also deformation increases as the MDZ becomes narrower southwards. In the MDZ, only horse H0 is continuous in all sections. The rest of the horses can be divided in three groups based on which sections they appear: the northern (A00 to A1 walls), the central (A2 to A5 walls), and the southern group (B0 to B3 walls). These three groups seem to be separated by two normal faults (F55 and F60, Fig. 3c) nearly perpendicular to F0 and F100. The central group is a graben-like body located between these faults (Fig. 3c).

Differences in lithology in the MDZ have an important role in the deformation style. Red gravel are observed in contact with the F0 horse H0 (subunit 0 in Fig. 3a and b). Where these deposits are thicker and more extensive, deformation in underlying and overlying micrite beds is less intense. We can postulate that this lithology is more competent and may inhibit deformation. Dark clay levels intrude fractures and other stratigraphic units along all the fault zone (subunit 7a in Fig. 3a). These materials acted as a fluid when they were sheared, flowing through discontinuities. The presence of these highly fluidized clays produce a higher degree of deformation. These clays acted also as detachment levels, allowing the formation of ramp-flat fault geometries, minor listric faults, horsts and grabens (Fig. 3a). In some cases, fault propagation seems to be attenuated at clay levels. These clays act as source levels for clay smears where a fault offsets them. A detailed study of the 3D model provides information about the variability of these smears in the fault zone. Unit 3 forms F100 hanging wall. This unit is characterized by the absence of faults, but instead a fold is developed in contact with F100 (Figs. 1c and 3a and b).

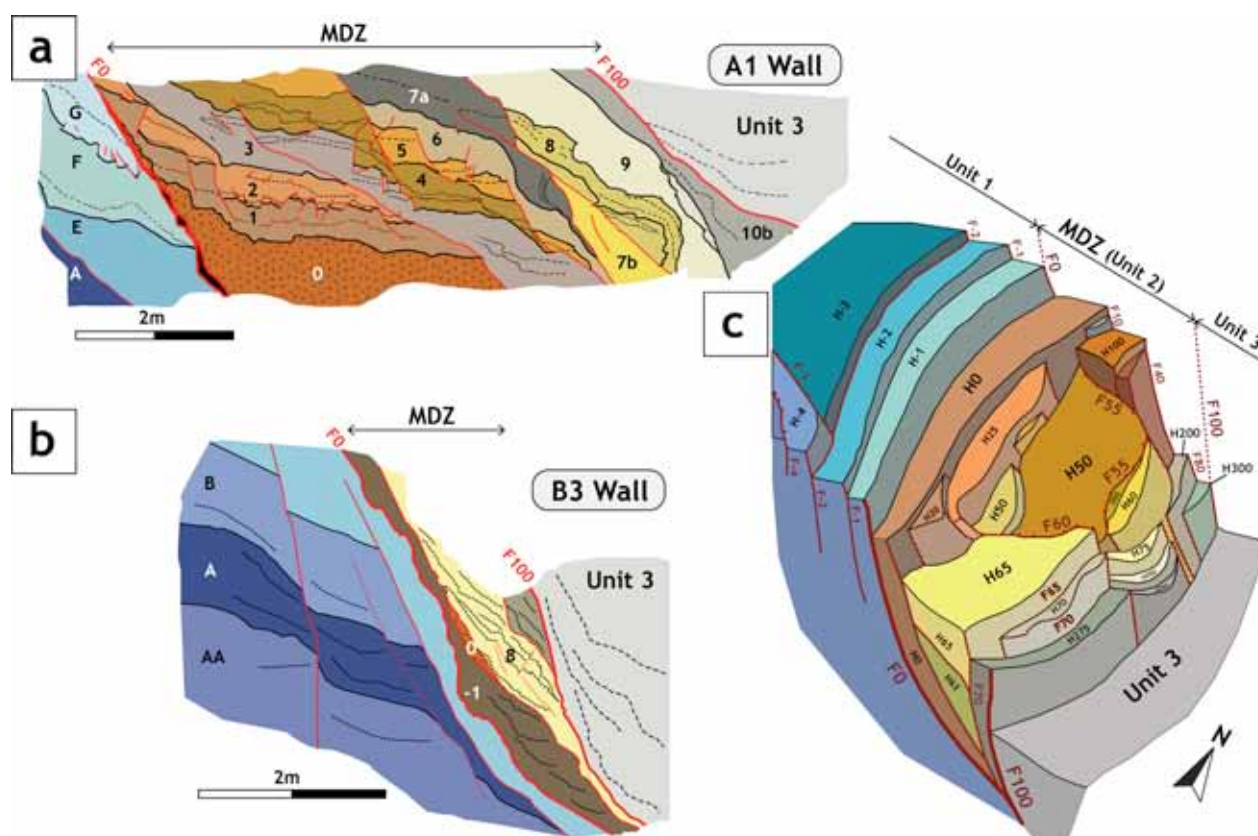


Figura 3: a) Interpretación de la sección A1. b) Interpretación de la sección B3. c) Bloque diagrama que representa una primera aproximación a la estructura de la zona de falla de Carrizal en 3D. Las H representan los diferentes horses; las F representan las fallas; MDZ: Maximum deformation zone.

Figure 2. a) Interpretation of A1 wall. b) Interpretation of B3 wall. c) Block diagram showing a first approximation to the 3D structure of the Carrizal fault zone. H represent horses; F represent faults; MDZ: Maximum deformation zone.

Acknowledgements: This research was funded by the Spanish Ministry of Economics, Industry and Competitiveness (MINECO) research Projects CGL2011-30153-C02-02 and EPILATES (CGL2015-65602-R). Also by the research group VIGROB053 (University of Alicante), the research Project UJA2014/06/17 (Caja Rural de Jaén and University of Jaén) and the research contract 2015CL015 (University of Jaén). Koch and Cardozo thank the support from NFR project 210425/E30. The authors acknowledge the use of the Move Software Suite granted by Midland Valley's Academic Software Initiative. Authors also acknowledge the use of the LIME software granted by UniCIPR.

References

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., García Tortosa, F.J., López Garrido, A.C., López Casado, C., Marín, C., Gil, A.J. & Borque, M.J. (2008). The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain). *International Journal of Earth Sciences* 97, 1353-1365.
- Childs, C., Watterson, J., & Walsh, J. (1996). A model for the structure and development of fault zones. *Journal of the Geological Society*, 153(3), 337-340.
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Soto, J.I. & Azañón, J.M. (2010). Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology*, 38, 643-646.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gibert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. & Ureña, M. (2008). Geomorphologic evidence of the active Baza fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology*, 97, 374-391.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J. & Sanz de Galdeano, C. (2011). Glacis geometry as a

- geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). *Geomorphology*, 125, 517-529.
- Gibert, L., Ortí, F. & Rosell, L. (2007a). Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 200, 89-116.
- Gibert, L., Scott, G., Martín, R., & Gibert, J. (2007b). The early to middle Pleistocene boundary in the Baza basin (Spain). *Quaternary Science Reviews*, 26(17), 2067-2089.
- Martínez-Solares, J.M. & Mezcuca, J. (2003). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 AC-1900)*. Inst. Geogr. Nac., Madrid, Spain, 254 pp.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Soria, J.M., Tent-Mancóus, J.E. & Arribas, A. (2011). A stratigraphic framework for the Pliocene-Pleistocene continental sediments of the Guadix Basin (Betic Cordillera, S. Spain). *Quaternary International*, 243 (1), 16-32.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., López-Casado, C., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J. & Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 209-223.
- Vera, J. (1970a). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, 81(85), 429-462.
- Vera, J. (1970b). Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 23-25.
- Viseras, C. (1991). Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada (España), 327 pp.
- Wibberley, C.A.J. and Shipton, Z.K. 2010. Fault zones: A complex issue. *Journal of Structural Geology* 32, 1554-1556.



CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA ZONA DE FALLA EN LA FALLA DE VENTANIELLA (VENTANIELLA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

Geophysical characterization of the fault zone at the Ventaniella Fault
(Ventaniella, Cantabrian Mountains)

J. Olona (1), C. López-Fernández (1), G. Fernández-Viejo (1) y S. Llana-Fúnez (1)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005-Asturias. llanasergio@uniovi.es

Resumen/resumo: La falla de Ventaniella es una importante estructura (> 400 km de longitud) en el desarrollo de la Cordillera Cantábrica que, habiéndose desarrollado con anterioridad al Mioceno, presenta actividad sísmica en la actualidad. Las evidencias en superficie de la actividad tectónica remanente reciente se conservan difícilmente debido a la intensa actividad erosiva en la superficie. Este trabajo ha sido enfocado a caracterizar los rasgos de relieve en el sustrato rocoso fruto de actividad tectónica pero que han sido cubiertos por depósitos recientes y por tanto protegidos de la erosión. Se presentan los resultados preliminares de la adquisición de perfiles de sismica de refracción y de tomografía eléctrica en la localidad tipo de la falla, en Ventaniella, así como la cartografía geológica de la zona de falla en la localidad. Las observaciones geofísicas en superficie permiten determinar en profundidades de hasta decenas de metros de profundidad saltos de la interfase entre sustrato y recubrimiento debidos a fallas.

Palabras clave: falla de Ventaniella, sísmica de refracción, tomografía eléctrica, zona de falla, cordillera cantábrica

Abstract: The Ventaniella fault is a relevant tectonic structure (>400 km long) in the development of the Cantabrian Mountains. Having been formed prior to the Miocene, it currently presents seismic activity. The evidences of the tectonic activity at the surface are difficult to preserve given the intense erosion at present. With the aim of determining offsets at the surface that remain preserved under recent deposits a geophysical survey was devised through the fault zone at the type locality, Ventaniella. Here we present the preliminary results of refraction and electrical tomography through the fault zone, as well as a detailed geological map of the fault zone in the study area. The geophysical survey allows us to determine offsets of the interphase between the rock substrate and the superficial deposits by faults as shallow as tens of meters below the surface.

Key words: Ventaniella fault, seismic refraction, electrical resistivity tomography, fault zone.

Introducción y objetivos

El uso combinado de técnicas geofísicas permite obtener imágenes de alta resolución sobre zonas del sustrato y de la interface entre el sustrato rocoso y recubrimientos superficiales hasta profundidades de decenas de metros. Este estudio preliminar, integrado con la cartografía de la zona de falla asociada a la falla de Ventaniella, permite la caracterización de la superficie protegida de la erosión por depósitos superficiales pero afectada por la actividad tectónica reciente.

La falla de Ventaniella es una importante estructura a nivel cortical que transcurre a lo largo de más de 400 km, con orientación NO-SE, desde el margen Cantábrico hasta la Cuenca del Duero, atravesando la Cordillera Cantábrica (Fig. 1). Esta falla presenta actividad sísmica en su sector marino (falla Cantábrica; Viejo et al. 2014) y en el sector que intersecta con las partes altas de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1). Si bien su trazado se conoce con carácter general (Alonso et al. 1996), esta falla ha sido poco estudiada estructuralmente en detalle.

Este trabajo, presenta los resultados preliminares del estudio cartográfico de la zona de falla en el entorno de la zona de estudio y se presenta combinado con la caracterización geofísica superficial en la localidad tipo, Ventaniella. El objetivo del trabajo es la obtención de sendas secciones de sismica y tomografía eléctrica, con las que analizar las

formaciones superficiales y del sustrato para caracterizar los desplazamientos recientes de la falla. Las técnicas empleadas permiten acceder a profundidades de varias decenas de metros.

Contexto geológico

La Falla de Ventaniella es una estructura que afecta a rocas Paleozoicas y Mesozoicas (Julivert et al., 1971; Tavani et al., 2011; Viejo et al., 2014) (Fig. 1). Su trazado es fácilmente reconocible cuando atraviesa el Paleozoico, que en general se encuentra subvertical. El trazado es menos claro cuando atraviesa el Mesozoico, que se encuentra subhorizontal. El acortamiento alpino, de dirección dominante norte-sur, supuso para la falla de Ventaniella la reactivación de estructuras mesozoicas sobre materiales paleozoicos y el desarrollo de una falla de rumbo con movimiento dextral y una cierta componente inversa, en algunos tramos reactivando estructuras Variscas previas (Alonso et al., 1996).

La falla tiene una expresión limitada en el relieve, si bien es conocido que afecta a la disposición de la red de drenaje. Más recientemente, se ha encontrado que afecta también a la rasa costera en el sector de Cabo Peñas (Díaz 2016). Está pendiente de concretar su papel en el levantamiento de la Cordillera Cantábrica y si actúa como límite en el engrosamiento cortical que se observa hacia el Este

de la zona de estudio (Fernández-Viejo et al., 2000; López-Fernández et al. 2018).

La sismicidad actual asociada a esta falla se concentra en dos sectores: en su trazado a lo largo de la plataforma cantábrica y, en tierra, en un segmento de 70 km de longitud comprendido entre las localidades de Campo de Caso y Riaño (Fig. 1). En esta última zona, el catálogo de sismicidad instrumental de la Red Sísmica Nacional de España (RSNE) y del proyecto GASPI (López-Fernández et al., 2004) recoge más de medio centenar de sismos, alcanzando el mayor evento una magnitud m_b 3,7

(20-02-1989) y una intensidad III-IV. Se trata de una actividad esporádica de baja magnitud (generalmente < 2), que se nuclea hasta los 18-20 km de profundidad. En relación a esta falla han sido documentados algunos eventos históricos (Martínez-Solares y Mezcua, 2002; Díaz-Díaz, 2016), si bien todos ellos fueron localizados entorno al segmento que transcurre al este de Cabo Peñas. Paralelamente a este trabajo, se ha desplegado entre 2015 y 2017 una red sísmica de detalle con el objetivo de caracterizar la microsismicidad del sector meridional de la falla (López-Fernández et al., 2018).

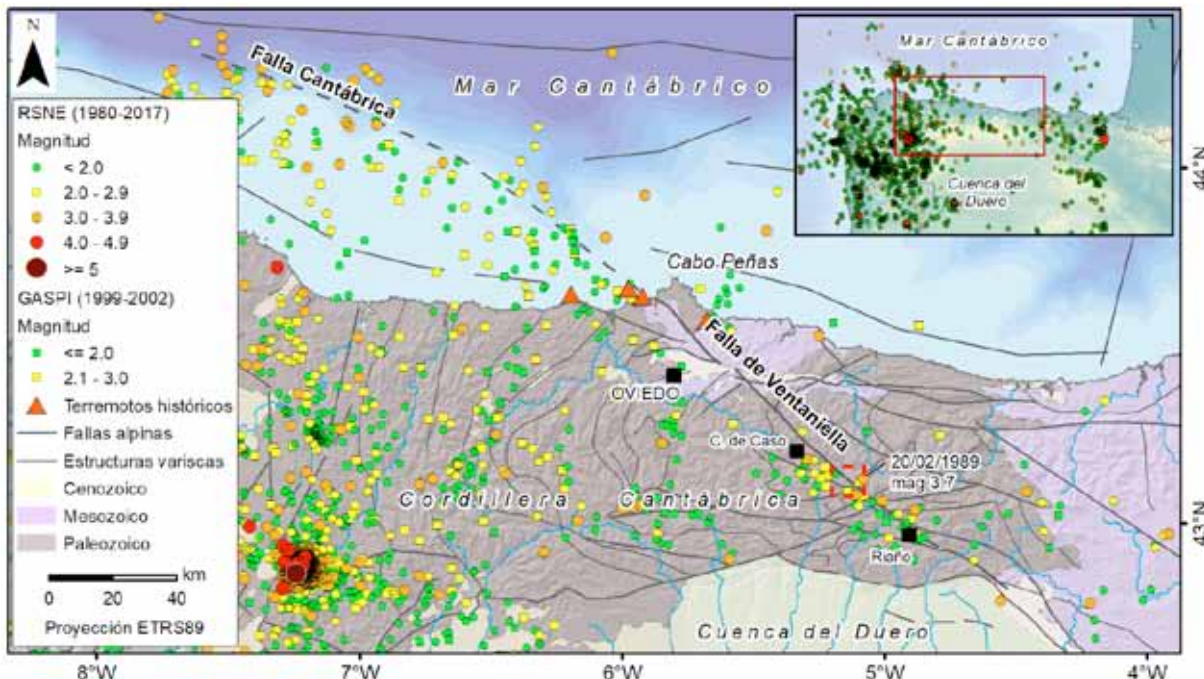


Figura 1: Actividad sísmica en el entorno de las fallas de Ventaniella y Cantábrica. El recuadro en rojo delimita la zona de estudio, detallada en la Fig. 2 (Puerto de Ventaniella). Datos sísmica: Instituto Geográfico Nacional de España (RSNE).

Figure 1. Synthetic geological map indicating seismic activity in the region of study. The red box indicates the study area, shown in detail in Fig. 2 (Ventaniella pass). Seismicity data: Spanish Geographical Institute.

Estructura de la zona de falla

La Falla de Ventaniella se caracteriza por presentar tramos en los que únicamente se observa una falla central principal y tramos en los que la zona de falla es más compleja apareciendo limitada por dos fallas laterales y una zona intermedia con unidades muy fracturadas (Fig. 2). El área de estudio se centra en el segundo tipo de zona de falla más complejo, que muestra un espesor que oscila entre 200 y 500 m (Fig. 2,3).

El desplazamiento de la Falla de Ventaniella en la zona de estudio ronda los 5 km, siendo en su mayoría un movimiento en dirección dextral (Fig. 2). Este salto se acomoda bien en la superficie principal de la falla, en segmentos de una única superficie de falla, o distribuido en la zona de falla. Las rocas dentro de la zona de falla se muestran intensamente fracturadas, especialmente las cuarcitas y las calizas de las diferentes formaciones presentes. El espesor de las formaciones litológicas del Paleozoico aparecen frecuentemente adelgazadas y rotadas coherentemente con el movimiento dextrógiro de la falla.

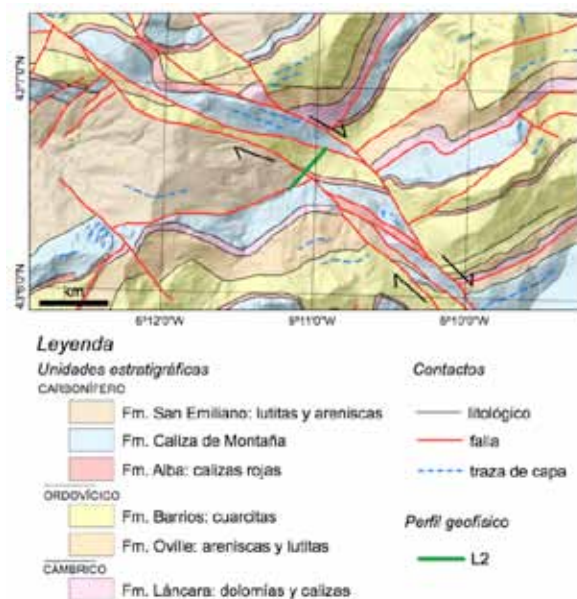


Figura 2: Mapa geológico de la zona de estudio.
Figure 2. Geological map of the study area.

Metodología

La caracterización geofísica de la zona de falla en Ventaniella se llevó a cabo mediante dos técnicas complementarias: sísmica de refracción y tomografía eléctrica. La primera se fundamenta en el análisis del tiempo de llegada de las ondas P desde una fuente hasta una serie de sensores para establecer una sección de velocidad del terreno. La tomografía se fundamenta en la inyección de corriente al terreno para determinar su resistividad eléctrica. Esta técnica, que resultó especialmente satisfactoria para caracterizar esta estructura en otros segmentos del trazado (Olona et al., 2016), conlleva la realización de centenares de medidas para obtener un modelo de alta resolución del subsuelo en longitudes de hasta 500 m y profundidades de hasta 80-100 m.

La velocidad de las ondas P y la resistividad son parámetros muy sensibles a cambios en el macizo rocoso, como por ejemplo debidos a fracturación y/o alteración asociados a zonas con deformación frágil. Además, permiten detectar variaciones de potencia de depósitos superficiales ligadas a la actividad de las fallas porque el contraste de señal entre el sustrato rocoso y un recubrimiento superficial es muy alto. Los perfiles geofísicos se realizaron sobre un mismo trazado de 495 m de longitud, dispuesto perpendicularmente a la falla (Fig. 2).

El perfil de sísmica de refracción se llevó a cabo con un sismógrafo *Geometrics* de 60 canales y geófonos de 4,5 Hz, dispuestos con un espaciado de 2 m. Para abordar la adquisición del perfil se desarrollaron cuatro implementaciones sísmicas sucesivas de 60 canales cada una. Como fuente de energía se utilizó una maza que se golpeó sobre una placa metálica, a intervalos de 20 m desde el inicio hasta el final de toda la línea de sensores. Dado que se utilizaron cuatro implementaciones, los puntos de tiro se repitieron para alguna una de ellas con el objeto de obtener un modelo de cobertura continua a lo largo de 478 m. Tras la adquisición de los registros, se procedió a la determinación de los tiempos de la primera llegada de las ondas P. A partir de los mismos se obtuvo una sección de velocidad mediante un proceso de inversión tomográfico, basado en el algoritmo de Pullammanappallil and Louie (1994).

La adquisición de los datos de resistividad eléctrica se realizó con un resistivímetro *SuperSting R8* de *Advance Geoscience Inc (AGI)*, equipado con 56 electrodos distribuidos a espaciados regulares de 9 m. Las medidas de resistividad aparente se realizaron con tres dispositivos geométricos diferentes: dipolo-dipolo, Wenner y Schlumberger. En total se adquirieron 1.888 puntos de medida. Los registros se trataron conjuntamente para obtener una sección continua de resistividad, para lo que se utilizó un algoritmo basado en la técnica de inversión de Occam (Constable et al., 1987).

Resultados de geofísica superficial

La sección de velocidad sísmica obtenida permitió evaluar los primeros 26 m de profundidad, diferenciándose sobre la misma dos unidades diferentes (Fig. 4a). En la parte superior se observa

una zona con velocidades inferiores a los 2.400 m/s que corresponde a las formaciones superficiales que recubren el valle y a la parte del sustrato que presenta mayor alteración. En la parte inferior de la sección se observa una zona de mayor velocidad, con un rango del orden de 2800-3200 m/s, que corresponde a un material rocoso competente cuyo límite superior presenta un perfil irregular. En esta sección destaca el escalón situado en el metro 122, que se corresponde con un salto de entre 6 y 8 metros del techo del sustrato rocoso sobre el que se asientan ~~significativo~~ las formaciones superficiales. La velocidad determinada para el sustrato competente es notablemente homogénea, sin embargo, se aprecia un sector, situado entre los metros 160 a 255, con velocidades ligeramente inferiores a las del resto del perfil, del orden de los 2800 m/s.

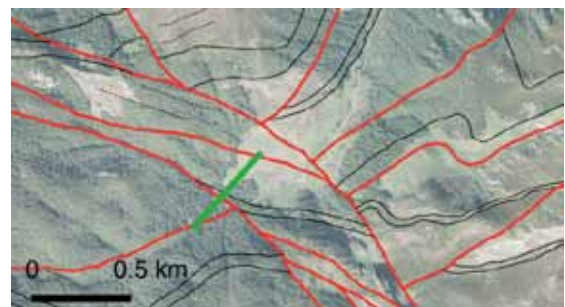


Figura 3: Situación de los perfiles de sísmica de refracción y tomografía eléctrica en Ventaniella sobre ortofotos (PNOA). Contactos entre unidades como en la Fig. 2.

Figure 3. Location of seismic refraction and electrical tomography surveys in Ventaniella, over orthoimages (PNOA-Instituto Geográfico Nacional). Contacts between units as in Fig. 2.

La sección de resistividad del terreno obtenida mediante tomografía eléctrica alcanzó una profundidad de 100 m en el sector central del perfil (Fig. 4b). La resistividad muestra una distribución compleja, con marcadas heterogeneidades laterales. Destaca, dentro de la sección obtenida, la presencia de una anomalía de baja resistividad con disposición subvertical (60 Ω m), situada en el metro 122. Esta anomalía coincide con una de las fallas que limita la zona de falla en el área de estudio y puede indicar que la roca presente un mayor grado de fracturación, contenido en humedad y/o alteración. Coincide en el modelo sísmico con un brusco cambio de potencia de los depósitos superficiales. El sustrato situado bajo las formaciones superficiales presenta un rango de resistividades relativamente homogéneo, del orden de 200 a 500 Ω m, alcanzando localmente valores de 800 Ω m.

Dentro de esta unidad cabe destacar, asimismo, una anomalía de alta resistividad (1500 a 2500 Ω m) situada entre los metros 160 y 270. Ocupa una posición muy similar a la zona de menor velocidad sísmica observada para el sustrato competente (Fig. 4a). No ha podido determinarse, por el momento, el origen de esta anomalía, pudiendo corresponder tanto a un sector del sustrato con diferente estado de alteración, bien a la presencia de un depósito superficial cementado o bien a la acción de otras estructuras.

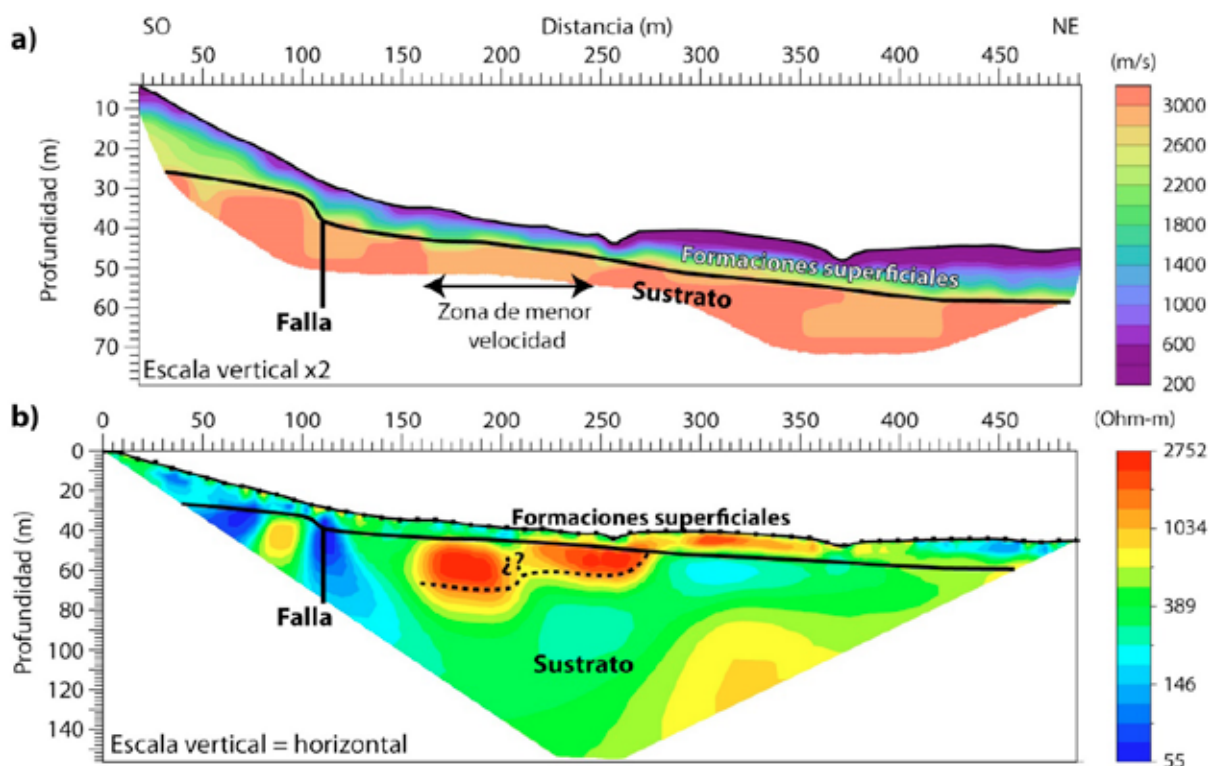


Figura 4: Interpretación de las secciones de velocidad de ondas P (a) y de resistividad eléctrica (b).
Figure 4. Interpreted geophysical sections: P-wave seismic velocity (a) and resistivity (b).

Conclusiones

Este trabajo ha permitido caracterizar mediante la combinación de dos técnicas geofísicas la zona de falla correspondiente a un segmento activo de la falla de Ventaniella, en un sector de 500 m de ancho y 80 m de profundidad, en Ventaniella (Asturias), en una zona recubierta por depósitos superficiales. La sismica de refracción ha permitido identificar un escalón de varios metros en el techo del sustrato rocoso sobre el que se asientan los depósitos superficiales. La identificación de este tipo de saltos o escalones refuerza la utilidad de esta técnica en el estudio superficial de fallas en zonas recubiertas de depósitos superficiales. La tomografía eléctrica complementa los datos obtenidos mediante la sismica de refracción, confirmando la presencia de una anomalía de baja resistividad, asociada al trazado de la falla de Ventaniella, según se cartografía en sectores adyacentes no recubiertos.

Agradecimientos: trabajo geofísico desarrollado al amparo del proyecto "Procesos geológicos modeladores del relieve de la Cordillera Cantábrica" (GEOCANTABRICA: GRUPIN14-044), y financiado por la Consejería de Empleo, Industria y Turismo del Gobierno del Principado de Asturias y por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). La cartografía geológica de la zona de falla y los estudios de rocas de falla se financiaron con los proyectos CGL2010-14890 y CGL2014-53388-P, del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias bibliográficas

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. & Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F.

Friend & C.J. Dabrio (Editors). Cambridge Univ. Press, Cambridge (U.K.), 19-22.
Constable, S.C., Parker, R.L., Constable C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300
Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D. & Dañobeitia, J.J. (2000). Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero Basin. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3001-3018.
Jullivert, M., Ramírez del Pozo, J. & Truyols, J. (1971). *Histoire Structurale Du Golfe De Gascogne*, Technip, Paris.
López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J., & Llana-Fúnez, S. (2004). Intraplate seismicity in NW Iberia along the trace of the Ventaniella Fault: a case for fault intersection at depth). *Bulletin of the Seismological Society of America*, Aceptado 18/01/2018.
López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Gallart, J. González-Cortina, J.M. Díaz, J. & Ruiz, M. (2004). Actividad sísmica en el Noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002). *Trabajos de Geología*, 24, 91-106.
Olona, J. López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G. & Llana-Fúnez, S. (2016). A Comparison of Three Array Configurations to Characterize a Fault Zone by the Electrical Resistivity Tomography Method. 22nd Europ. Meet. Env. Eng. Geoph. EAGE, Barcelona (España).
Pullammanappallil, S.K. and Louie, J.N. (1994). A Generalized Simulated-Annealing Optimization for Inversion of First-Arrival Times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1397-1409.
Tavani, S., Quintà, A. & Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, 509, 238-253.
Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M. J. and P. Cadenas (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case, *Scientific Reports*, 4, 3661.



PERFIL DE RADÓN EN SUELO TRANSVERSAL A LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA

Transverse radon soil profile of the Alhama de Murcia Fault

R. Pérez-López (1), A. Fernández-Cortés (2), M. Béjar-Pizarro (1), J. J. Martínez-Díaz (3), Alejandra Staller (4), A. Sánchez-Malo (5), E. Sanz (5), S. Cuezva (2), S. Sánchez-Moral (6)

(1) Área de Riesgos Geológicos. IGME-Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003. SPAIN.

r.perez@igme.es, m.bejar@igme.es

(2) Dpto. Biología y Geología. Universidad de Almería, acortes@ual.es, scuezva@geomnia.es.

(3) Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, jmdiaz@ucm.es

(4) Escuela de Topografía. Universidad Politécnica de Madrid, a.staller@upm.es

(5) GEOMNIA NATURAL RESOURCES, asanchezmalo@geomnia.es; esanz@geomnia.es

(6) MNCN – CSIC Museo Nacional de Ciencias Naturales, ssmilk@mncn.csic.es

Resumen: Existen muchos trabajos que relacionan la emisión de radón en fallas activas, en relación a la movilización de CO₂. Se han realizado tres perfiles edáficos y transversales a la Falla de Alhama de Murcia, con el fin de medir el radón exhalado en suelos en zonas de permeabilidad similar y compararlo con la actividad tectónica, tanto la tasa de deformación tectónica como la sismicidad instrumental durante la etapa de medida. Se han utilizado dosímetros pasivos de tipo LR115 (48 en total) durante el verano del año 2016 y el invierno del año 2017. Los perfiles se han localizado en los segmentos de Goñar-Puerto Lumbreras, Puerto Lumbreras- Lorca y Totana- Alhama. Los resultados preliminares muestran una mayor exhalación en el segmento Goñar Puerto Lumbreras (5.5 kBq/m³). Estos perfiles podrían ayudar a la hora de segmentar grandes fallas activas con traza en superficie.

Palabras clave: radón, paleosismología, segmentación tectónica, Falla de Alhama de Murcia

Abstract: Soil radon exhalation in active faults has been reported in several cases. Mobilization of radon gas in tectonic areas is related to CO₂ emission, acting as gas carrier from deeper fractured zones. Fluctuation of radon values can be correlated with earthquake occurrence. We have used the soil radon emission for characterizing different tectonic segment of the Alhama de Murcia Fault (AMF), one of the most active on-shore tectonic faults in Spain. To do this, we have used passive dosimeter LR115-type (48 devices) between the summer month of 2016 and the autumn of 2017. Preliminary results show the highest exhalation value in Goñar segment (5.5 kBq/m³), and related to the higher tectonic Holocene activity of the AMF.

Key words: radon, paleoseismology, tectonic segmentation, Alhama de Murcia Fault.

INTRODUCCIÓN:

La emisión de radón en fallas activas se lleva estudiando desde el siglo pasado, donde se han detectado anomalías frente a los valores esperables atendiendo a su composición mineral (e.g. King, 1978). Se han realizado diversos trabajos de medida de emisión de radón (²²²Rn) a lo largo de fallas activas utilizando trincheras sobre materiales detríticos (i.e. Al-Bataina et al., 2005; Richon et al., 2010). Otros trabajos estudian el radón presente en aguas, en relación a la actividad de fallas en zonas de baja actividad (González-Díez et al., 2009), así como en fallas activas Font et al. (2008) y Zarroca et al. (2012), y aplicando diversas metodologías como el caso de Giammanco et al. (2009), aunque circunscrito al monte Etna, lo que conlleva actividad volcánica asociada.

Los primeros trabajos sobre el radón en suelo asociados a la actividad de la Falla de Alhama de Murcia fueron llevados a cabo por Bach et al. (2014), precisamente presentados en el 2º Iberfault que se celebró en Lorca en el 2014. En este trabajo, hemos realizado un perfil de concentración de radón sobre materiales detríticos de rambla, perpendicular a la Falla de Alhama de Murcia, FAM, (Silva et al., 1993; Martínez-Díaz et al., 2012). Para ello, hemos utilizado los segmentos tectónicos definidos por Martínez-Díaz et al. (2012), así como los depósitos

de rambla, con lo que aseguramos una respuesta similar en cuanto a permeabilidades y migración de CO₂ y radón (Martínez-Díaz et al., 2016).

El objetivo de este trabajo es correlacionar la exhalación de radón presente en cada segmento de la FAM (1) con las tasas de deformación tectónica, (2) la actividad sísmica registrada durante la etapa instrumental, así como (3) la comparativa entre los diferentes segmentos de los valores absolutos de radón para establecer el segmento de máxima exhalación. Además, se ha medido la señal isotópica del CO₂ asociado al radón, la concentración y composición isotópica del CO₂ del aire en estos perfiles, con el fin de detectar puntos anómalos con presencia de este gas con una señal isotópica indicativa de un origen profundo (endógeno).

METODOLOGIA

Se ha medido el radón mediante dos metodologías diferentes, (1) mediante el uso de varios dosímetros de nitrato de celulosa de tipo LR115 (Bagnoli et al., 1999), y (2) mediante un contador de partículas alfa (RAD7) con medida puntual por bombeo de aire en cámara de condensación, y con un tiempo de medida de 30 minutos por punto. Situados a 1 m de profundidad y separados entre 5 y 20 m longitudinalmente entre sí.

El LR-115 es un dosímetro de ^{222}Rn donde una lámina de nitrato de celulosa se encuentra con un material absorbente dentro de una cámara cilíndrica que permite la acumulación de aire de exhalación del suelo. Los impactos de ^{222}Rn se graban sobre una película al 10% de NaOH a 60°, y luego posteriormente en un laboratorio certificado se cuentan los centelleos en dicha película durante el tiempo de registro, obteniendo la dosis media. Nosotros hemos dejado dichos dosímetros durante un mes en cada punto, colocados mediante un tubo de PVC de 6 cm de diámetro y un metro de longitud, colocado el dosímetro a 80 cm. El tubo abierto por ambos lados permite mediar la exhalación por concentración de aire en el interior de la cámara.

En cuanto al RAD 7, es un detector electrónico de partículas alfa de la marca DURRIDGE, con capacidad de medida de radón y de torón. Tiene una bomba interna de succión con cámara donde los tiempos de exposición fueron de 30 minutos, lo que aseguraba una medida de varios ciclos en el aire extraído a una profundidad de 80 cm sobre material detrítico de rambla (arenas con espesor entre 1 y 3 mm y con cantos heterométricos de diversas litologías).

El CO_2 se ha medido la señal isotópica mediante el uso de un analizador de concentración PICARRO G2131-i con precisión 0.1‰, y <0.5‰ deriva para $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 . Para ello, se ha succionado aire a 80 cm sobre materiales detríticos con una bomba de 30 l/min en una bolsa estanca tipo TEDLAR de 400 cc con válvula anti retorno. Posteriormente se ha medido dicha señal en 24h-48h en el laboratorio del Museo de Ciencias Naturales de Madrid.

PERFIL DE RADON:

Los primeros perfiles de radón medidos en la FAM se deben al trabajo de Bach et al., 2014, obteniendo una medida en continuo en la zona de El Saltador y en Alcantarilla, mediante el uso de un *barasol* y un medidor *clipperton*, aunque concluyen de forma preliminar que no hay correlación positiva con la actividad sísmica registrada. Los valores absolutos de ^{222}Rn en suelo obtenidos por estos autores oscilan entre 5 y 15 kBq/m^3 . A diferencia de dichos autores, en este trabajo hemos diferenciado segmentos activos mediante trabajos paleosísmicos previos (Martínez et al., 2012) y hemos utilizado materiales de permeabilidades semejantes (detríticos de rambla), asociados a las rupturas superficiales

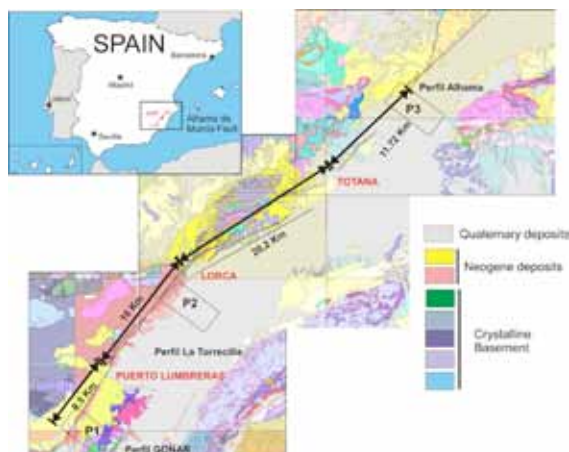


Figura 1: Localización geográfica de los segmentos de la FAM donde se ha realizado un perfil de radón.

Figure 1. Geographical location of the radon profile on the Alhama de Murcia Fault.

detectados mediante los trabajos paleosísmicos. Por otro lado, los perfiles se han localizado perpendiculares a la traza de la falla sobre el labio hundido, a tenor de la geometría inversa con componente en dirección de la FAM. Hemos decidido esta configuración buscando los caminos de máxima permeabilidad de la falla.

Se ha llevado a cabo una serie de perfiles transversales a la FAM, de exhalación de radón en relación a los tres segmentos principales definidos en Martínez-Díaz et al. (2012) (Fig. 1): (1) Segmento Goñar-Puerto Lumbreras (12 km), (2) Segmento Puerto Lumbreras-Lorca (12 km) y (3) Segmento Totana-Alhama (11.7 km). Para ello, hemos introducido varios dosímetros pasivos de radón (nitrato de celulosa) de tipo LR115 (King, 1978; Bagnoli et al., 1999; Kumar et al., 2013), a 0.8m de profundidad sobre depósitos de rambla que aparecen perpendiculares a la traza de la FAM.

La figura 2 muestra la localización de cada perfil, donde se han introducido varios LR115 separados varios metros, hasta un total de 48 dispositivos. En total han estado midiendo durante noviembre y diciembre del año 2016, repitiéndose las medidas entre julio y octubre del año 2017. Los puntos rojos en cada perfil geológico esquemático de superficie indica un sensor LR115 diferente. Los cortes representados son bocetos realizados sobre el campo para señalar la posición de cada dosímetro de radón en relación a la FAM

Para evitar la interacción con agua debida a época de lluvias, se realizó un sondeo de 1m de profundidad, y se dispuso el dosímetro a 0.8m, abierto por la zona superior para permitir la libre exhalación del material detrítico.

Además, se ha duplicado la medida de radón en la zona de la Torrecilla (Perfil PR-2, Fig.1 y Fig. 2) utilizando un RAD-7, contador de partículas alfa por cámara de condensación. De esta forma, obtenemos un doble valor, dosímetro de nitrato de celulosa y contador alfa para estudiar en detalle el radón en cada perfil.

RESULTADOS:

La figura 3 muestra los tres perfiles de radón obtenidos entre el 11 de noviembre y el 12 de diciembre del año 2016. Lo primero que se observa es que los valores oscilan entre 2 y 4 kBq/m^3 , los cuales coinciden bastante bien con los valores obtenidos por diversos autores y resumidos por Richon et al. (2009).

1. Perfil Totana-Alhama de Murcia (TOTAL, P3): Con una longitud total de 40m, se hizo un doble perfil en las faldas del Castillo de Alhama, en su vertiente SE. Los valores mayores aparecen a pie del talud, sobre coluviones detríticos. Martínez-Díaz et al. (2012) identifica este segmento como el más antiguo de los tres, con evidencias de movimiento más antiguas del Pleistoceno medio. Actualmente existen varios enjambres menores de terremotos registrados por el IGN (www.ign.es) durante finales del año 2017 y principios de 2018. La concentración máxima de radón es de 4 kBq/m^3 .

2. *Perfil Pto Lumbreras -Lorca (LULO, P2)*: este perfil de radón se hizo en la rambla de la Torrecilla, al SW de la localidad de Lorca, con una longitud total de 150 m. En total se utilizaron 9 medidores pasivos en tres perfiles paralelos. Martínez-Díaz et al. (2012) identifican este segmento de 12 km de longitud, con evidencias de actividad Holocena y una tasa de deformación tectónica neta de 0.3 mm/año. La concentración máxima de radón es cercana a 3.4 kBq/m³. Lo más interesante es que la figura 3, P2 muestra como la máxima exhalación de radón coincide con la traza principal (primer valor de la gráfica al NE) y aumenta en el 4 punto, que coincide con la interpretación de la última rotura sobre la rambla. Además, la señal isotópica del ¹³CO₂ es de -7 ‰, que indica un origen profundo del CO₂ presente en la roca de falla de la Torrecilla (ver valores referencia en Laughrey and Baldassare, 2003). Lo interesante de este valor es que se ha obtenido a tan solo 80 cm de profundidad sobre la roca de falla de la FAM.

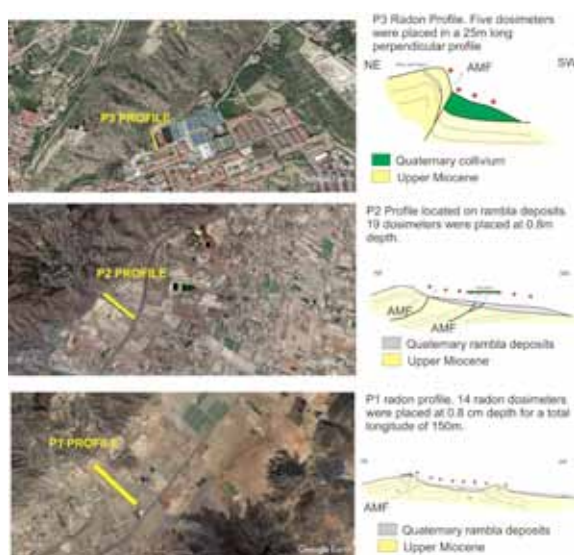


Figura 2: Localización los perfiles PR1, PR2 y PR3, y relación de los dosímetros LR115 con la traza de la FAM interpretada en campo y a partir de modelos digitales del terreno. Los puntos rojos indican la localización de un dosímetro.

Figure 1. Geographical location of the radon profile on the Alhama de Murcia Fault. Red dots are sampling points of LR115 devices.

3. *Perfil Goñar-Pto Lumbreras (GOLUM, P1)*: Este es el perfil más largo de los tres (250 m), con una geometría compleja de la traza de la FAM. Martínez-Díaz et al. (2012) calcula una longitud de 12 km con evidencias de movimiento durante el Holoceno y una tasa de deformación tectónica neta de 0.5 mm/año. El perfil P1 muestra (Fig. 3) el valor más alto de radón registrado en ese periodo, que corresponde a la traza con buzamiento SE de la FAM, 5.5 kBq/m³.

CONCLUSIONES:

Se han realizado una serie de perfiles trasversales a la Falla de Alhama de Murcia (FAM) en tres de sus segmentos clasificados mediante técnicas paleosísmicas: Goñar-Puerto Lumbreras, Puerto Lumbreras Lorca y Totana-Alhama de Murcia. Como resultados preliminares de medidas en dos épocas

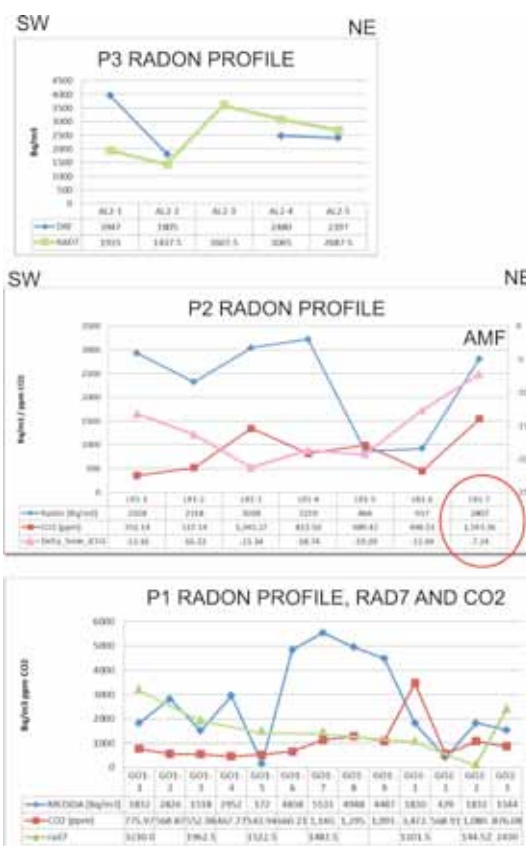


Figura 3: Perfiles de radón P3: Totana-Alhama (TOTAL), P2 Pto. Lumbreras-Lorca (LULO) y P1, Goñar-Pto-Lumbreras (GOLUM). En azul aparecen los valores de radón obtenidos mediante los dosímetros pasivos LR115, en rojo la concentración en suelo de CO₂ y en verde los valores de radón medidos de forma puntual con RAD7, excepto en P2, que muestra la traza isotópica del ¹³CO₂. En P3 el rojo es la medida puntual de radón con RAD7. En P2 el eje y de la derecha está en ‰.

Figure 1. Radon profiles P1 Goñar-Pto. Lumbreras (GOLUM), P2 Pto. Lumbreras-Lorca (LULO) and P3 Totana-Alhama (TOTAL). Blue dots are radon values from LR115 passive dosimeters, red dots CO₂ concentration and Green dots RAD7 values in Bq/m³. In P2 green dots are the isotopic signature of CO₂ in soil.

diferentes, noviembre-diciembre 2016 y julio-diciembre 2017 podemos concluir:

- (1) Los valores de exhalación de radón en zonas detríticas de permeabilidad similar son comparables a otras zonas tectónicas con fallas activas con expresión de superficie, llegando hasta 5 kBq/m³.
- (2) Los valores mayores de radón corresponden al segmento Goñar-Puerto Lumbreras, de 5,5 kBq/m³, siendo el segmento de mayor valor de deformación tectónica, 0.5 mm/año, mientras que el segmento Lorca-Totana presenta 3.5 kBq/m³ para una tasa neta tectónica de 0.3 mm/año.
- (3) Sin embargo, el único valor de señal isotópica del carbono del CO₂ indicativa de su origen endógeno aparece en la harina de falla del segmento de Puerto Lumbreras Lorca.

Agradecimientos: Estos resultados se han financiado parcialmente con los proyectos GEIs-SUB (CGL2016-78318-C2-1-R y CGL2016-78318-C2-2-R) junto con el proyecto 3GEOFAM CGL2017-83931-C3-2-P, del MINECO-FEDER, Plan Nacional de I+D+i, convocatoria de EXCELENCIA).

Referencias bibliográficas

- Al-Bataina, B. A., M.M. Al-Tajb, M.Y. Atallah. (2005). Relation between radon concentrations and morphotectonics of the Dead Sea transform in WadiAraba, Jordan. *Radiation Measurements* 40, 539-543.
- Bach, J.; Moreno, V.; Zarroca, M.; Masana, E.; Font, Ll.; Linares, R. (2014) Estudio preliminar de los niveles de Radón en el suelo en la zona de la falla de Alhama de Murcia. En: *Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico* (J.A. Álvarez-Gómez y F. Martín González, Eds.). I, 2014, pp. 193 - 196. (España): IGME. ISBN 9788461720491.
- F. Bagnoli , F. Bochicchio y S. Buccì. (1999). Sensitivity of a LR-115 based radon dosemeter. *Radiation Measurements* 3, 347-350.
- Font, Ll., Baixeras, C., Moreno, V., Bach, J. (2008). Soil radon levels across the Amer fault. *Radiation Measurements*, 43, S319-S323.
- Giammanco S, Imme G, Mangano G, Morelli D, Neri M (2009) Comparison between different methodologies for detecting radon in soil along an active fault: the case of the Pernicana fault system, Mt. Etna (Italy). *Appl Radiat Isot* 67:178–185.
- González-Díez, A., J. Soto, J. Gómez-Arozamena, J. Bonachea, J.J. Martínez-Díaz, J.A. Cuesta, I. Olague, J. Remondo, G. Fernández Maroto, J.R. Díaz de Terán. (2009). Identification of latent faults using a radon test. *Geomorphology*, 110, 11-19.
- King, Ch-Y. (1978). Radon emanation on San Andreas Fault. *Nature* 271, 516-519.
- Kumar, G., A. Kumar, V. Walia, J. Kumar, V. Gupta, T.-F. Yang, S. Singh and B. S. Bajwa. (2013). Soil gas radon–thoron monitoring in Dharamsala area of north-west Himalayas, India using solid state nuclear track detectors. *J. Earth Syst. Sci.* 122(5), 1295–1301.
- Laughrey C.D. y F. J. Baldassare. (2003). Some applications of isotope geochemistry for determining sources of stray carbon dioxide gas. *Environmental Geosciences* 10(3), 107-122.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Iber. Geol.* 38 (1), 269–286.
- Martínez-Díaz, J.J., J.M. Insua-Arévalo, M. Tsige, E. Rodríguez-Escudero, M. J. Jurado, J. Alonso-Henar, J. Crespo, D. Jiménez-Molina, J. M. Moratalla, M. J. Rodríguez-Péces, J. A. Álvarez-Gómez, R. PérezLópez; M. Alvaro y R. Capote. (2016). FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *Geo-Temas*, 16 (2) 579-582. IX Congreso Geológico de España.
- Richon, P., Y. Klinger, P.I Tapponnier, Ch.X. Li, J. Van Der Woerd, F.Perrier. (2010). Measuring radon flux across active faults: Relevance of excavating and possibility of satellite discharges. *Radiation Measurements* 45, 211-218.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings; quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics* 224 (4), 289–303.
- Zarroca, M., R. Linares, J. Bach, C. Roque, V. Moreno, C. Baixeras, LL. Font (2012). Integrated geophysics and soil gas profiles as a tool to characterize active faults: the Amer fault example (Pyrenees, NE Spain). *Environmental Earth Science*. 67 (2012), 889-910. DOI 10.1007/s12665-012-1537-y. ISSN: 1866-6280.



METODOLOGIA PARA LA CARACTERIZACIÓN 3D DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE LA PENINSULA IBÉRICA MEDIANTE GPS

Methods to characterize the 3D velocity field of the Iberian Peninsula using GPS

S. Pena Castellnou (1), G. Khazaradze (1)

(1) Grup RISKMAT, Institut Geomodels, University of Barcelona, Faculty of Earth Sciences, Department of Earth and Ocean Dynamics, Barcelona, Spain (sarapena95@gmail.com)

Resumen: En este trabajo se presenta la metodología para el cálculo del campo de velocidades 3D de la Península Ibérica. Este será deducido a partir de los datos obtenidos en estaciones GPS continuas localizadas en la Península Ibérica, norte de África y sur de Francia, durante los últimos 3,5 años. Ningún estudio previo ha calculado la componente vertical del campo de velocidades de la Península Ibérica, aunque se ha realizado en otras regiones como en los Pirineos y Alpes Franceses. Calcularemos por primera vez el campo de velocidad de la componente vertical del movimiento tectónico de la Península para identificar áreas de deformación activas y relacionarlas con procesos geológicos y antropogénicos. El presente estudio forma parte del trabajo de final de máster de Riesgos Geológicos impartido por la UB/UAB por lo que presentamos un resumen preliminar que será completado durante la realización del trabajo y donde se expondrán los resultados en el congreso Iberfault 2018.

Palabras clave: Península Ibérica, GPS, geodinámica, campo de velocidades 3D.

Abstract: We present the methods to calculate the GPS derived 3D velocity field of the Iberian Peninsula based on the analysis of data from continuous GPS stations for the last 3.5 years distributed throughout the Iberian Peninsula, south of France and northern Africa. Until now none of the previously published studies have estimated the vertical component of the velocity field in the Iberian Peninsula, although it has been carried out in other regions, like in the Pyrenees and the French Alps. We will provide, for the first time, the vertical velocity field of the Iberian Peninsula to identify areas with active deformation and link the obtained results with geological and anthropogenic processes. The presented work forms part of the on-going Master's thesis in Geohazards at the UB/UAB. Here we present a preliminary abstract which will be completed with the definitive results during the realization of this thesis and presented at the Iberfault congress 2018.

Key words: Iberian Peninsula, GPS, geodynamics, 3D velocity field.

INTRODUCTION

The Iberian Peninsula is part of the plate boundary zone that accommodates the relative motion between Africa (Nubia) and Eurasian plates in Western Mediterranean area. It is characterized by a moderate and wide-spread level of seismic activity, mainly concentrated in the Betic and Pyrenees mountain ranges, located respectively in the SE and NE of the Iberian Peninsula. Due to the very slow crustal deformation rates that occur in this area, it is convenient to use GPS technology in order to identify slow moving fault, leading towards a better seismic hazard understanding.

Global Navigation Satellite System (GNSS) and in particular Global Positioning System (GPS) technologies provide a competent tool for studying the kinematics of contemporary crustal deformation of the earth's crust at various scales and precisions. As a consequence of GPS studies, it's possible to identify tectonically active faults and evaluate their seismic potential.

We present the 3-D velocity field of the Iberian Peninsula, based on the analysis of GPS continuous observations for the last 3.5 years (2015 to present day) conducted at different CGPS stations scattered throughout the Iberian Peninsula, south of France and northern Morocco. The main objective of this study is to determine velocity rates using continuous GPS observations in order to identify areas with active

deformation and link the obtained results with geological and anthropogenic processes.

This study is relevant considering that no other related study (Fernandes et al., 2007; Garate et al., 2015; Khazaradze et al., 2014; Palano et al., 2015; Serpelloni et al., 2007; Sticht et al., 2006) has calculated the vertical component of the velocity field in the Iberian Peninsula, although it has been carried out in other regions like in the Pyrenees and the French Alps (Nguyen et al., 2016).

It is necessary to point out that the presented work forms part of the on-going Master's thesis in Geohazards at the UB/UAB. Here we present a preliminary abstract which will be completed with results in the following research.

SEISMO-TECTONIC SETTING

The Iberian Peninsula is located at the western end of the Himalayan-Alpine collision zone, dominated by the convergence of the Eurasia and Nubia tectonic plates which approach at rates of 4.5-5.6 mm/yr (Argus et al., 2011). This region has undergone a complex geo-tectonic evolution throughout its geologic history. The most important event that caused the current configuration of this tectonic plates was the gradual opening of the North Atlantic Ocean Ridge which triggered a complex pattern of differential motion between Eurasia, Africa, and Iberia over the past 120 Ma (Andeweg, 2002).

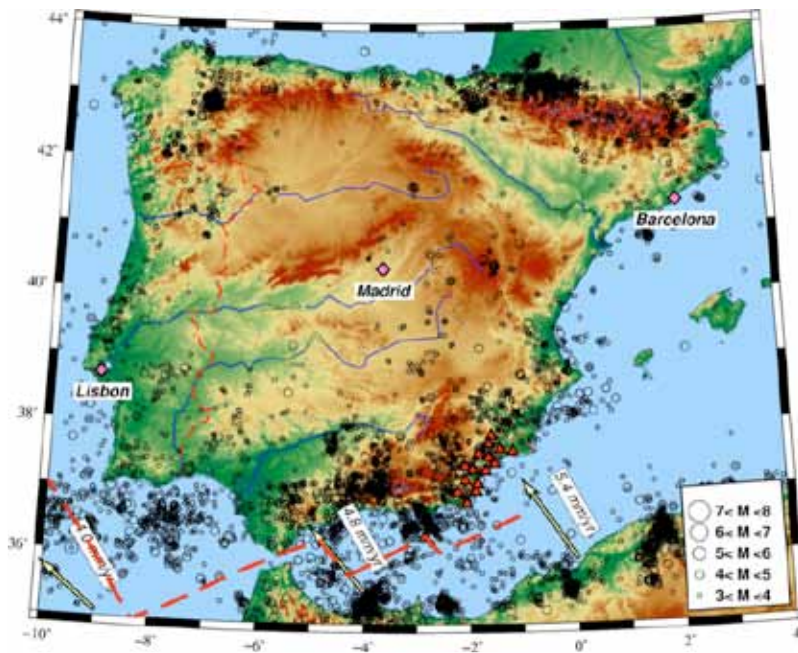


Figura 1: Sismicidad instrumental de la Península Ibérica correspondiente al período temporal entre 1964-2002. Los terremotos son de distintos catálogos sísmicos utilizados por IRIS SeismicQuery (<http://www.iris.edu/SeismicQuery>). Los vectores amarillos indican la convergencia entre África y Eurasia con el modelo NUVEL-1a (DeMets et al., 1994). Las líneas rojas discontinuas indican el límite de placas según Bird (2003).

Figure 1: Instrumental seismicity of the Iberian Peninsula during the 1964-2002 time period. The earthquakes are from various seismic catalogues utilized by the IRIS SeismicQuery (<http://www.iris.edu/SeismicQuery>). Yellow vectors indicate the NUVEL-1a convergence of Africa and Eurasia and the red dashed lines indicate the (DeMets et al., 1994). Thick red dashed lines indicate tectonic plate boundaries according to Bird (2003).

This event caused the eastward movement of Africa relative to Iberia–Europe which resulted in a merging of Iberia to Eurasia at around 30 Ma ago with the creation of the Pyrenees mountain range (Vergés and Fernández, 2012). Most of the Pyrenean shortening was completed by middle Oligocene times (Vergés and Fernández, 2012). This final amalgamation of Iberia to Eurasia coincided with a major change in active plate boundary: the left lateral Azores-Gibraltar zone south of Iberia was activated (Srivastava et al., 1990). Africa continued moving eastward with respect to Eurasia (including Iberia), causing its plate boundary to have a left lateral motion in the south of Iberia (Sabat et al., 1995).

At present, the most actively deforming zone corresponds to the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), located SE of the Iberian Peninsula. The EBSZ absorbs part of the present 4.5-5.6 mm/yr shortening between the European and African plates in this area (Echeverría et al., 2013). It is composed of an active system of left-lateral strike-slip faults producing low to moderate magnitude shallow earthquakes, although large historical events have also occurred in the past (Mezcua et al., 2013).

As can be seen from Figure 1, seismicity is mainly concentrated in the southern part of the peninsula, in the Betic-Rif arc and the Pyrenees. In terms of the historical seismicity, since the 14th century the Iberian Peninsula has experienced at least 27 EMS98 ≥ 8.0 intensity earthquakes (Mezcua et al., 2013), including the devastating Lisbon earthquake of 1755 (EMS 8.5), 1829 Torrevieja (Alicante, EMS 8.0) and 1428 Queralbs (Girona, EMS 9.5) earthquakes. However, the instrumental seismicity

records (covering a period of time from 1985 to present day) show no major (EMS > 7.0) crustal type earthquakes recorded in the area.

The most recent damaging earthquake that occurred in Spain, was the Mw 5.1 2011 Lorca earthquake, that occurred in SE of the Iberian Peninsula as result of a slip on the Alhama de Murcia fault (belonging to EBSZ).

GPS DATA AND ANALYSIS

We will analyse data of more than 400 CGPS stations scattered throughout the Iberian Peninsula, south of France and northern Africa (Figure 3) covering at least 3.5 years of observations, from 2015 to present day. The objective is to calculate the velocity vector of each station. The bulk of the CGPS station data used in this study is publicly available from corresponding organizations.

The analysis of the GPS data is performed using GAMIT/GLOBK software (Herring et al., 2008) from the MIT that uses double differences of the phase and code data on the ionosphere-free LC combination to compute a network solution. To obtain GPS station velocities we will follow a three-step approach described by McClusky et al. (2003) as we show in Figure 2.

At the initial stage, to accelerate the processing procedure and to fully take advantage of the 40 processors that workstation possesses, we subdivide the stations into 10 to 12 subnetworks, with a dozen core stations common between them. The latter are necessary to be able to combine the subnetwork

solution into a common reference frame during the post-processing steps. As a result, at this initial step we obtain a daily full covariance matrix (H-file) for each day and subnetwork computed with loose constraints on all parameters. This step is the most time consuming since a daily processing of only one subnetwork with 40 to 50 stations takes approximately 50 minutes. Thus, to process 12 subnetworks for 4 years will take more than 600 days on a machine with only one processor. Luckily, since we can run a dozen of processing jobs in parallel, taking advantage of the 40 processors of the workstation available at the UB, we can reduce this time to one month, approximately.

The second stage of the data analysis, uses GLOBK module, which enables us to calculate consistent station coordinate time-series in ITRF2014 reference frame from the loosely constrained daily solutions obtained in the previous step using GAMIT (Figure 2). At this stage it will be necessary to remove the outliers originated by position errors and offsets due to earthquakes, hardware or antenna changes.

The third step will consist in estimating the positions, velocities and uncertainties for each station in a Eurasia fixed reference frame, which is achieved by fixing a set of CGPS stations located on the stable part of Eurasia. Finally, the forth step will include merging velocity vectors published by other researchers (e.g. Palano. et al., 2015) with our vectors, performing a 7- parameter Helmert transformation, in order to increase the spatial coverage of the derived velocity field, and also to check the accuracy of the results.

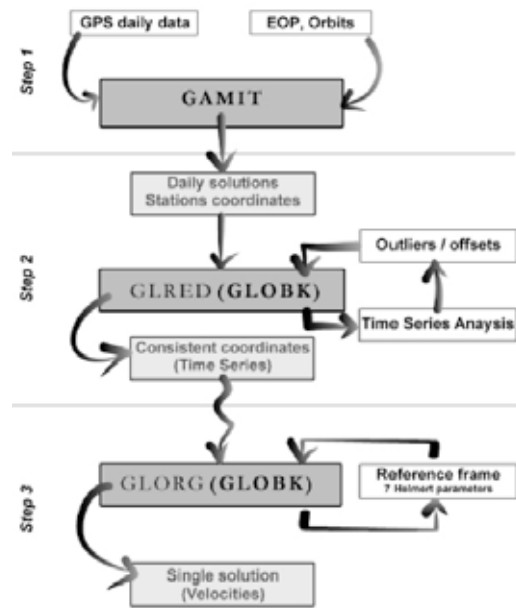


Figura 2: Esquema de la estrategia de análisis de los datos GPS con el software GAMIT/GLOBK donde se representan los tres pasos propuestos por McClusky et al. (2003) y Echeverría (2015).

Figure 2: Summary scheme of the GPS data analysis using GAMIT/GLOBK software. It is represented the three-step approach proposed by McClusky et al. (2003) and Echeverría (2015).

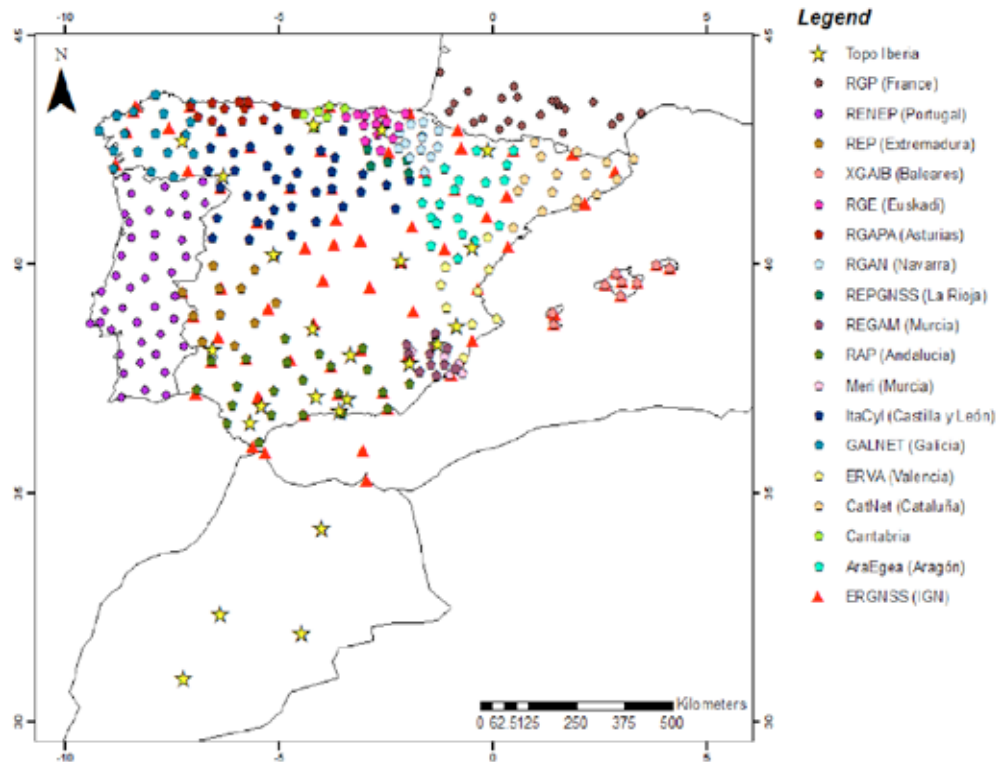


Figura 3: Distribución de las estaciones continuas de GPS que serán utilizadas en este estudio. Los símbolos corresponden a las diferentes redes GPS. (Sistema de referencia: WGS84).

Figure 3: Distribution of the CGPS stations that will be used in this research. Symbols are according to the GPS networks. (Coordinate System: WGS84).

EXPECTED RESULTS

The main result of this work will be the present-day 3D crustal deformation velocities presented in a map. The expected velocities are relatively slow due to the convergence rate between Eurasia and Nubia plates ranging between 4.5 and 5.6 mm/year (Argus et al., 2011). The highest velocities are expected to occur in EBSZ where it is concentrated all the seismicity of the Iberian Peninsula.

For the vertical component we will obtain a map with more than 100 points spread around the peninsula, where the potential motion exceeding 1 mm/yr will be identified. This will be similar to the results obtained for the Pyrenees and the French Alps by Nguyen et al. (2016). As a result of our study, we expect to identify specific areas of the Iberian Peninsula (where the CGPS points are present) which are undergoing an uplift or subsidence.

Also, from the GPS velocity field we plan to obtain the strain-rate field using SSPX software (Cardozo y Allmendinger, 2009) that will allow us to identify regions with the highest deformation rates and relate them with the known seismic faults and earthquakes.

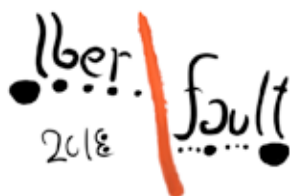
Finally, we expect to use the derived 3D GPS velocity field, to define different tectonic domains of areas with similar kinematic behaviour, expanding the work done by Echeverría (2015). This will lead towards a better understanding of the geodynamic evolution of the Iberian Peninsula and eventually, will result in improved seismic hazard assessment.

ACKNOWLEDGEMENTS

The PREVENT (CGL2015-66263-R) and PROMONTEC (CGL2017-84720-R) projects of the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness (MINEICO) funded the research of G. Kh. We also acknowledge the institutions responsible for the operation of the continuous GPS stations: IGN, ROA, EUREF, IGS. Also, we would like to thank the autonomous communities for their effort in maintaining the geodetic networks and making the data freely available to the society, including the scientists. The full list of the networks appears in Figure 3.

REFERENCES

- Andeweg, B. (2002). *Cenozoic evolution of the Iberian Peninsula: effects and causes of changing stress fields*. Doctoral Thesis. Vrije University, Amsterdam, 192 pp.
- Argus, D.F., Gordon, R.G. & Demets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (11). <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003751>.
- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Cardozo, N. & Allmendinger R.W. (2009). SSPX: a program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers & Geosciences*, 35 (6), 1343-1357. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2008.05.008>.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 20, 2191.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila-Martín, J., Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600–612. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.020.
- Echeverría, A. (2015). *GPS present-day kinematics of the eastern Betics, Spain*. Doctoral Thesis, University of Barcelona, Barcelona, 264 pp.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. & Riva, R.E.M. (2007). Surface velocity field of the Ibero-Maghrebien segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International*, 169, 315–324. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365246X.2006.03252x>.
- Garate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A.J., de Lacy, M.C., Armenteros, J.A., Ruiz, A.M., Gallastegui, J., Alvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A. & Harnafi, M. (2015). Topo-Iberia Project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19, 187–295. <https://doi.org/10.1007/s10291-014-0387-3>
- Herring, T., King, R.W., & McClusky, S.C. (2008). *Introduction to GAMIT/GLOBK*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass, 48 pp.
- Khazaradze, G., Echeverría & A., Asensio, E. (2014). Present-day crustal deformation field of the Iberian Peninsula estimated by GPS measurements. *Física la Tierra*, 26, 35–46. http://dx.doi.org/10.5209/rev_FITE.2014.v26.46970.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophysical Journal International*, 155, 126–138. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365246X.2003.02023.x>.
- Mezcua, J., Rueda, J., García Blanco, R.M. (2013). Iberian Peninsula Historical Seismicity Revisited: An Intensity Data Bank. *Seismological Research Letters*, 84, 9–18. <http://dx.doi.org/10.1785/0220120097>.
- Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G. & Asensio, E. (2016). 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, 7, 1349–1363. <http://dx.doi.org/10.5194/se-7-1349-2016>.
- Palano, M., González, P.J. & Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 439–447. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040>.
- Sabat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Verges, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estevez, A., & Santisteban, C. (1995). Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 431–448.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180–1200. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x>.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295–317. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004>.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229–260.
- Vergés, J. & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: the Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144–172. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08>.



PROPIEDADES MINERALÓGICAS Y FRICCIONALES DE LA GOUGE DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA): IMPLICACIONES SISMOGÉNICAS

Mineralogical and frictional properties of gouges from the Alhama de Murcia Fault (SE Spain): Seismogenic implications

E. Rodríguez-Escudero (1), A. Niemeijer (2), J.J. Martínez-Díaz (3,4), J.L. Giner-Robles (1), M. Tsige (3), J.M. Insua-Arévalo (3), J. Cuevas-Rodríguez (1)

(1) Dpto. Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049-Madrid. emilio.rodriguez@uam.es

(2) Department of Earth Sciences, Utrecht University. Budapestlaan 4, 3584 CD-Utrecht, The Netherlands.

(3) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 28004-Madrid.

(4) IGEO-Instituto de Geociencias (UCM, CSIC).

Resumen: En este trabajo se presenta la caracterización mineralógica de la *gouge* del núcleo de la Falla de Alhama de Murcia (FAM; SE España) para ver qué papel podría ejercer sobre su comportamiento sismogénico. Para ello se realizaron ensayos friccionales de laboratorio sobre muestras experimentales sometidas a escalones crecientes de velocidad de deslizamiento a las que habitualmente se nuclean los terremotos (<1mm/s). Los resultados de estos experimentos indican que la presencia de moscovita en planos de deslizamiento principal dentro de la *gouge* podría favorecer un comportamiento de *creep* asísmico, mientras que la presencia de pequeñas proporciones de grafito podría inducir la nucleación y/o propagación de terremotos a lo largo de la FAM.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, *gouge*, fricción, comportamiento sismogénico.

Abstract: In this work, we show the mineralogical characterization of the fault core gouge from the Alhama de Murcia Fault (FAM; SE Spain) in order to know what role it could play on the seismogenic behaviour of the fault. For this purpose, laboratory frictional tests were performed on experimental samples subjected to upsteps sliding velocity at which earthquake ruptures are habitually nucleated (<1mm/s). The results of our experiments indicate that the presence of muscovite in principal shear planes of the FAM gouge facilitate aseismic creep sliding, while the presence of small proportions of graphite could induce the nucleation and/or propagation of earthquake ruptures through the FAM.

Key words: Alhama de Murcia Fault, gouge, frictional properties, seismogenic behaviour.

El comportamiento sismogénico de zonas de falla activas se ve fuertemente influenciado por las propiedades friccionales de las rocas que constituyen el núcleo de falla. Por esta razón, en las últimas décadas, se han visto notablemente incrementados los estudios experimentales que tratan de entender cómo se comportan friccionalmente las *fault gouges* que habitualmente constituyen el núcleo de fallas que afectan a la parte superior de la corteza, donde se nuclean buena parte de los terremotos. Basados en las ecuaciones de fricción dinámica de Dieterich (1979) y Ruina (1983), estos experimentos tratan de demostrar cómo la presencia de ciertos minerales puede facilitar el deslizamiento sísmico o asísmico en función del valor que adopta el parámetro friccional ($a-b$) al cizallar las muestras bajo escalones crecientes de velocidad de deslizamiento. Tal como representa la Figura 1, cuando ($a-b$) toma valores negativos, la muestra presenta debilitamiento friccional con el aumento de la velocidad y, por tanto, favorecerá el comportamiento inestable o sísmico de la falla. Por el contrario, cuando ($a-b$) es positivo, la muestra presenta endurecimiento friccional, y facilitará el deslizamiento estable o asísmico a lo largo de la falla.

Para estos experimentos friccionales suelen utilizarse muestras experimentales, o bien muestras remoldeadas, que no conservan la fábrica de la roca natural. Puesto que la distribución y composición mineralógica de las *gouges* no suele ser homogénea, y puede tener un papel determinante sobre las propiedades friccionales, es imprescindible conocer bien su fábrica original para poder extrapolar los resultados experimentales al comportamiento de las fallas en la naturaleza.

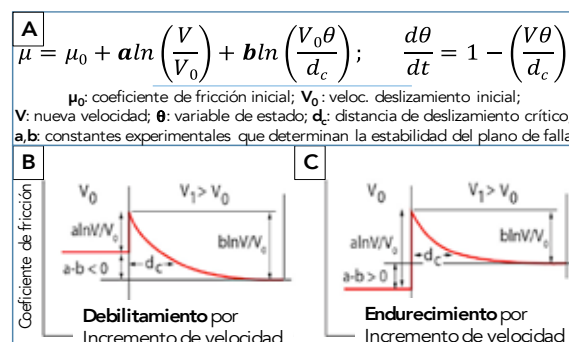


Figura 1. A) Ecuación de fricción dinámica de Dieterich (1979) y Ruina (1983) que relaciona los cambios del valor de la fricción con la variación de la velocidad. B y C) Distintas configuraciones del parámetro friccional ($a-b$).

Figure 1. A) Rate and state friction equation from Dieterich (1979) and Ruina (1983) relating friction value with slip velocity variability. B and C) Different configurations for the frictional parameter ($a-b$).

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) se sitúa en la parte oriental de la Cordillera Bética, en el sureste de la Península Ibérica. Aunque se caracteriza por una sismicidad instrumental de magnitud baja a moderada, estudios paleosísmicos han identificado eventos de magnitud M_w mayor a 6,5. Entre los terremotos que se le atribuyen en periodo reciente destaca, por los daños que produjo, el ocurrido cerca de la ciudad de Lorca en 2011 con una magnitud M_w 5,2 y una profundidad hipocentral de 4-5 km. El objetivo de este trabajo es definir la composición y distribución mineralógica de la *gouge* que constituye el núcleo de la FAM para analizar después, mediante experimentos friccionales de cizalla, qué papel podría tener ésta sobre el comportamiento sismogénico de la FAM.

Para alcanzar el primero de los objetivos, la caracterización mineralógica de la *gouge* de la FAM, se realizaron análisis composicionales semicuantitativos mediante difracción de rayos X (DRX). La tabla 1 muestra los resultados de estos análisis para ejemplares de *gouges* recogidas en varios afloramientos a lo largo de la traza de la FAM, así como muestras inalteradas tomadas en el sondeo FAM-1 que alcanzó a perforar el núcleo de la falla (Martínez-Díaz *et al.*, 2016). La *gouge* está formada mayoritariamente por cuarzo y moscovita/illita (en proporciones similares en varios de los ejemplares). En menor proporción, contiene caolinita, carbonatos (incluyendo ankerita, dolomita y calcita), paragonita y feldespatos. Presenta también otros minerales minoritarios entre los que cabe destacar, por sus propiedades friccionales, la presencia de grafito. Rodríguez-Escudero (2017) identificó y cuantificó la proporción de grafito en ~1 % en la *gouge* a partir de microscopía electrónica (SEM), espectrometría Raman y análisis químicos elementales. Toda la mineralogía presente en la *gouge* proviene de los esquistos y filitas del basamento metamórfico bético que constituyen el protolito, a excepción de muy bajas cantidades de esmectita que podrían ser producto de alteraciones en el interior de la zona de falla (Tsige *et al.*, 2017).

Tabla 1: Estimación composicional semicuantitativa (en %) de muestras de *gouges* de la FAM obtenida mediante DRX. Table 1: Mineralogical composition (in %) of FAM *gouge* samples obtained with semi-quantitative XRD analyses.

LOCALIZACIÓN	MUESTRA	Cuarzo (Qtz)	Moscovita + Illita (Ms+Ill)	Feldespatos (Fsp)	Carbonatos (Cal+Dol+Ank)	Caolinita (Kn)	Paragonita
Rambla Zarco	ZA-6-FG	41	50	2	-	8	-
Rambla Canales	CA-1-FG	42	43	2	7	5	-
Sondeo FAM-1	FAM1-126-BG	37	34	3	13	13	9
Sondeo FAM-1	FAM1-137-GG	16	74	2	-	3	5
Rambla Torrecilla	TO-1-FG	20	58	-	3	10	9

El estudio de la *gouge* a meso y micro-escala permite identificar una matriz cataclástica de grano muy fino con presencia de estructuras de estilo dúctil (Rodríguez-Escudero *et al.*, 2012) asociadas siempre a una fracturación de tipo Riedel por cizalla frágil (Figura 2A). En su estructura pueden diferenciarse *sets* de fracturas de reducida longitud orientadas oblicuamente a la dirección de cizalla de otras que se orientan paralelamente y, consecuentemente, tienen mayor continuidad. Estas últimas coinciden con planos de deslizamiento principal (PDP), como los identificados experimentalmente por Logan *et al.* (1992), que acomodan gran parte de la deformación por cizalla. Ambos *sets* son definidos principalmente por la alineación preferente de moscovita/illita, que resultan más abundantes y mejor ordenadas en los PDP (Figura 2B). Los clastos de cuarzo, aunque alineados, suelen mostrarse aislados entre las bandas ricas en filosilicatos. Por otra parte, el grafito, aunque mucho más escaso y difícil de identificar, también parece acumularse a favor de estos planos tal como ha podido observarse en testigos extraídos por el sondeo FAM-1. Esta disposición del grafito en la *gouge* de la FAM es, además, similar a la acumulación de grafito a favor de PDP observada en muestras experimentales cizalladas para este trabajo (Figura 2C), así como en experimentos previos realizados por Rutter *et al.* (2013).

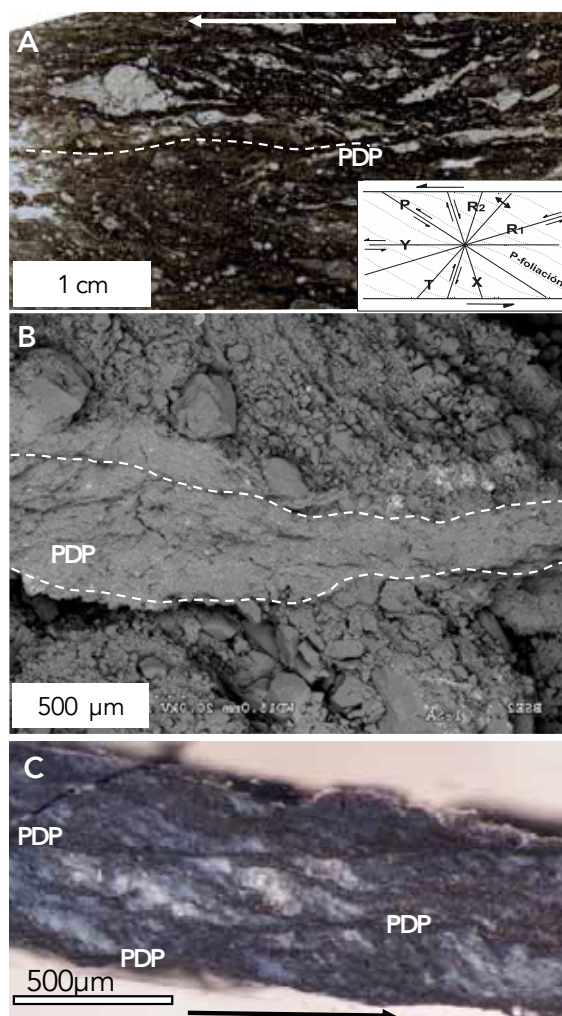


Figura 2: A) Sección delgada de una muestra de *gouge* de la FAM. B) Foto bajo microscopio electrónico (SEM) de la *gouge* de la FAM. C) Sección de una *gouge* experimental con grafito tras ser cizallada. PDP: Plano de deslizamiento principal. Las flechas indican el sentido de la cizalla.

Figure 2: Thin section of a FAM *gouge* sample. B) FAM *gouge* sample under electron microscope (SEM). C) Thin section of a experimental *gouge* with graphite after shear test. PDP: Principal sliding surface. Arrows indicate shear sense.

Para el segundo de los objetivos, la caracterización de las propiedades friccionales de la *gouge*, se realizaron experimentos de cizalla rotacional (a-b) para determinar el parámetro friccional (μ) para velocidades de deslizamiento bajas (<1 m/s) a las que habitualmente se nuclean los terremotos. Puesto que en experimentos previos Niemeijer y Vissers (2014) ya demostraron que la *gouge* de la FAM presenta generalmente endurecimiento friccional, en este estudio se pretende analizar las implicaciones sismogénicas que podría tener la composición y distribución mineralógica asociada a la fábrica natural de la *gouge*, y más concretamente la distribución de moscovita y grafito. Para ello, los ensayos friccionales se realizaron con muestras experimentales de mineralogía determinada: 1) 100 % moscovita y 2) moscovita y cuarzo en proporciones iguales a las que se añadieron cantidades variables de grafito (0 a 20 % en peso). Las muestras fueron formadas con polvo mineral de granulometría similar a la de la *gouge* original (~50 µm; Tsige *et al.*, 2017).

Los ensayos se realizaron en un aparato de cizalla rotacional del laboratorio de alta presión y temperatura de la Universidad de Utrecht (ver más detalles del aparato en Niemeijer *et al.*, 2008). Para simular unas condiciones próximas a las que pudieran darse a la profundidad hipocentral del terremoto de Lorca de 2011, se utilizó una presión normal efectiva de 100 MPa y una presión de fluidos de 50 MPa. Todos los ejemplares fueron primero cizallados a temperatura ambiente ($\sim 23^\circ\text{C}$) a una velocidad constante de $1\ \mu\text{m/s}$ a lo largo de 5 mm de desplazamiento, con el fin de desarrollar una fábrica tectónica y alcanzar un valor de fricción estable. Posteriormente, se inició una secuencia de cizallamiento con escalones de velocidad de 0,3-1-3-10-30-100 $\mu\text{m/s}$ y desplazamientos respectivos de 0,45-0,6-0,6-0,9-0,9-1,2 mm. Después, se incrementó la temperatura de $\sim 23^\circ\text{C}$ a 150°C y el procedimiento se repitió bajo las nuevas condiciones, pero esta vez con sólo 2,5 mm de deslizamiento inicial a una velocidad de $1\ \mu\text{m/s}$.

En la Figura 3 se muestra la variación del coeficiente de fricción con el desplazamiento para las muestras experimentales. El coeficiente de fricción es calculado a partir del cociente entre el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal sin tener en cuenta la cohesión. En todas las muestras se observa, al inicio, el típico incremento de la fricción seguido por una aproximación gradual hacia la parte más plana de la curva donde la fricción tiende a hacerse estable (*steady state friction*). Todas las curvas de muestras con porcentaje en peso de grafito $\geq 2\%$ describen un pico de fricción bien marcado y, posteriormente, un significativo debilitamiento en comparación con el resto de muestras, las cuales presentan una curva más regular. Asimismo, el coeficiente de fricción de muestras con $\geq 2\%$ de grafito tiende a decrecer (especialmente a baja temperatura), mientras que el resto de muestras presentan una tendencia claramente creciente.

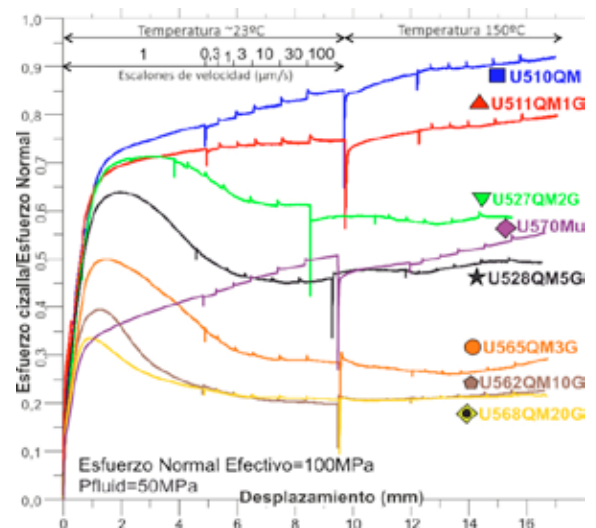


Figura 3: Evolución del coeficiente de fricción (= esfuerzo de cizalla/esfuerzo normal, ignorando la cohesión) con el desplazamiento para experimentos de cizalla rotacional. Ver leyenda en Figura 4.

Figure 3: Evolution of the coefficient of friction (= shear stress/normal stress, ignoring cohesion) with displacement for rotational shear experiments. See legend in Figure 4.

La respuesta de la fricción respecto a las variaciones de velocidad de deslizamiento obtenida de los experimentos de cizalla rotacional, se modelizó en base a la ecuación de la fricción dinámica (ver Figura 1) con ayuda del programa informático *Xlook* (p.e. Alwin, 1995). Este programa permite analizar gráficamente los parámetros friccionales a , b y d_c para las distintas muestras y condiciones, pudiendo determinar a partir del valor de $(a-b)$ si los materiales son susceptibles de nuclear y propagar la rotura, o por el contrario deslizarán establemente mediante *creep* asísmico.

En la Figura 4 se representan los valores del parámetro friccional $(a-b)$ calculado para cada muestra experimental y para cada escalón de velocidad a las diferentes temperaturas. En esta figura puede observarse que los ejemplares con $\geq 2\%$ de grafito en peso presentan valores de $(a-b)$ más próximos a 0 o inestables para bajas temperaturas. Sin embargo, existe una tendencia general en muestras con bajas proporciones de grafito ($\leq 2\%$) a hacerse más inestables con el aumento de la temperatura. Por el contrario, la muestra formada exclusivamente por moscovita permanece siempre

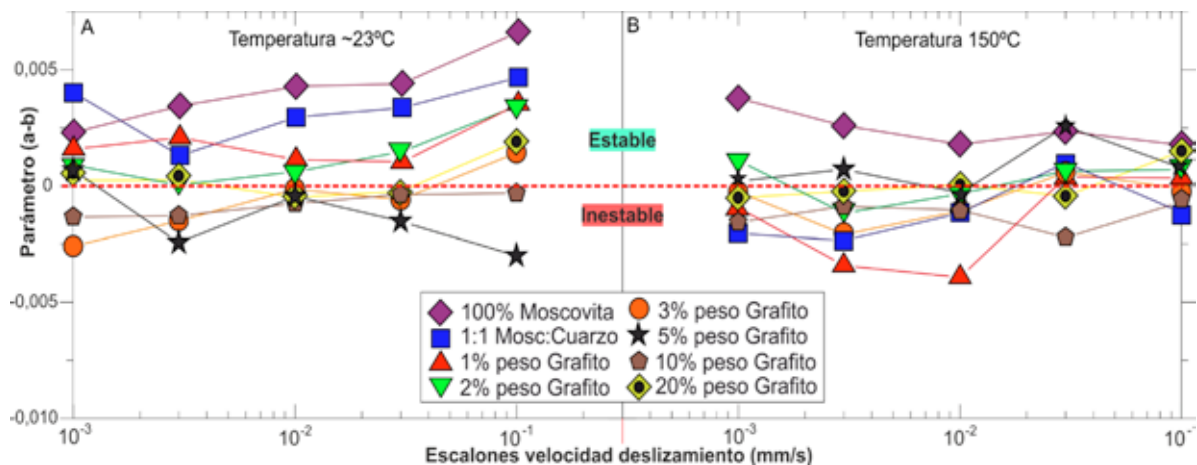


Figura 4: Valores del parámetro friccional $(a-b)$ para los diferentes escalones de velocidad de los experimentos de cizalla rotacional de la Figura 3 para: A) Temperatura $\sim 23^\circ\text{C}$ y B) Temperatura $= 150^\circ\text{C}$.

Figure 4: Plots of the frictional parameter $(a-b)$ for each upsteps sliding velocity of the rotational shear experiments from Figure 3 for: A) Temperature $\sim 23^\circ\text{C}$ and B) Temperature $= 150^\circ\text{C}$.

en el dominio estable. independientemente de la temperatura de ensayo.

Los resultados extraídos de los experimentos sugieren que la acumulación de moscovita en PDP dentro de la *gouge* de la FAM podría acomodar buena parte de la deformación mediante deslizamiento estable de tipo *creep* asísmico, lo que es coherente con el desarrollo de texturas de estilo dúctil en el dominio frágil (Rodríguez-Escudero *et al.*, 2012). Por el contrario, debido a la capacidad del grafito de extenderse y concentrarse a favor de PDP con el incremento de la cizalla (ver Figura 2C), aun en pequeñas proporciones éste podría actuar como un mecanismo de debilitamiento dentro de la *gouge* y favorecer el deslizamiento inestable (*stick-slip*).

Puede concluirse entonces que, mientras la moscovita podría inhibir la génesis de grandes terremotos por mitigación de la acumulación de energía elástica por *creep* a lo largo de la FAM, los PDP ricos en grafito que se prolongan paralelamente a la FAM, como aquellos observados en testigos del sondeo FAM-1, pueden favorecer la propagación de la rotura a lo largo de mayores distancias y, por tanto, generar terremotos de mayor magnitud.

Agradecimientos: Al Dr. J. Chen y al equipo técnico del HPT-laboratory (Utrecht University) por su ayuda en la realización de los experimentos. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto INTERGEO CGL2013-47412-C2-1-P.

Referencias bibliográficas

- Alwin, L. (1995). *X Window graphical analysis program for rock friction data*. Advanced Undergraduate Project, Penn State University, Pennsylvania (USA), 126 pp.
- Dieterich, J.H. (1979). Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2161–2168.

- Logan, J.M., Dengo, C.A., Higgs, N.G. & Wang, Z.Z. (1992). Fabrics of experimental fault zones: their development and relationship to mechanical behavior. In: *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. (B. Evans & T.F. Wong, eds.). Academic Press Ltd., San Diego (USA), 33-67.
- Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Tsige, M., Rodríguez-Escudero, E., Alonso-Henar, J., Crespo, J., Jiménez-Molina, D., Moratalla, J.M., Rodríguez-Peces, M.J., Álvarez-Gómez, J. A., Pérez-López, R., Jurado, M.J., Alvaro M. & Capote, R. (2016). FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *GeoTemas*, 16 (2), 579-582.
- Niemeijer, A.R., Spiers, C.J. & Peach, C.J. (2008). Frictional behaviour of simulated quartz fault *gouges* under hydrothermal conditions: results from ultra-high strain rotary shear experiments. *Tectonophysics*, 460, 288–303.
- Niemeijer, A.R. & Vissers, R. (2014). Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 154-164.
- Rodríguez-Escudero, E. (2017). *Implicaciones de la estructura interna de una zona de falla activa en la génesis de terremotos*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid (España), 304 pp.
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J.J., & Tsige, M. (2012). Deformaciones pseudodúctiles en régimen frágil en una falla activa lenta: La falla de Alhama de Murcia. Implicaciones sismotectónicas. *GeoTemas*, 13, 1531-1534.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, 88, 10359-10370.
- Rutter, E.H., Hackston, A.J., Yeatman, E., Brodie, K., Mecklenburgh, J. & May, S.E. (2013). Reduction of friction on geological faults by weak-phase smearing. *Journal of Structural Geology*, 51, 52-60.
- Tsige, M., Insua-Arévalo, J.M., Martínez Díaz, J.J., Rodríguez-Escudero, E., Rodríguez-Soto, P. & Crespo, E. (2017). Microfabric, mineralogical and geomechanical characterization of clay rich fault *gouge* from AMF (Murcia, SE Spain). *Scientific Research Abstracts*, 7, 772.



MICROMORPHOLOGY OF SEISMIC LIQUEFACTION STRUCTURES: A TOOL TO RECORD LOST SEISMIC EVENTS (BETIC CORDILLERA, SPAIN)

E. Roquero (1), P.G. Silva (2), M.A Rodríguez Pascua (3), P. Huerta (2), J.L. Giner Robles (4), J. Elez (2), M.A. Perucha (3)

(1) Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid, España. elvira.roquero@upm.es
(2) Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003 Ávila. España; pgsilva@usal.es
(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. España. ma.rodriguez@igme.es.
(4) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. España

Abstract: This study presents micromorphological evidence on the record of an ancient seismic event of Roman age (2nd Century AD) in the Late Holocene palustrine deposits of the Guadalentín Depression (Murcia). The deformed layer is now buried by a fluvial terrace deposit (+5-6 m above the present river thalweg) of medieval age. The liquefied level (10-12 cm thick) consists of laminated deposits featured by the inter-bedding of centimetric to milimetric thick fine sands-coarse silts and clayey silt disrupted by multiple injection structures of sandy bodies at meso-and micro scale. Convolutated laminations, injection dikes, elongated flames of clay, cusp and flame structures, lenticular micropbbles, boudinage and vinaigrette-like textures are the main micromorphological features described. The study developed in this work clearly indicates that micromorphological analyses can help to identify and analyze micro-paleoseismological features within the sedimentary record. This is especially useful for the record of no particularly strong past earthquakes on the sensitivity threshold (VI-VII) of the ESI07 Intensity Scale (with size ≤ 5.0 Mw). As demonstrated by the 2011 Lorca earthquake this kind of seismic events are hazardous in the near-field, but normally with a poor geological record out of the scope of the classical fault-trench studies

Key words: micromorphology, liquefaction, earthquakes, Betic Cordillera

Introduction

The study site (La Alcanara) is located in the central sector of the Guadalentín Depression, near the locality of Totana (Fig. 1). The Guadalentín Depression is the most outstanding landscape feature generated by strike-slip faulting within the central segment of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ). This tectonic depression is bounded by the NE-SW sinistral strike-slip faults of Lorca-Alhama de Murcia (LAF) to the West and by the Palomares (PLF) and North-Carrascoy (NCF) to the East. This depression evolved under lacustrine to palustrine (playa-lake) conditions until at least roman times (Silva et al, 2008).

Roman palustrine levels studied in the Alcanara Site (Fig.1) record the occurrence of soft-sediment deformation structures linked to an ancient earthquake in the zone (Silva et al, 2016). The aforementioned study identified this particular outcrop with a distinctive layer displaying a variety of liquefaction features at macro-and meso scale. In absence of other trigger mechanisms of syndimentary deformation such as sediment overburden (Fig. 2) related to seismic liquefaction triggered by an ancient earthquake of roman age (Silva et al, 2016).

The present work is focused on the micromorphological study of the liquefaction features that provide evidence of event-intensity, age and most significant meso-and micro features of the liquefied layer. In the absence of macro-scale structures, the use of micromorphological analysis can be a valuable tool to study this kind of hidden or lost events.

Micro-morphological analyses of soft sediment deformation are commonly related to glacial environments or cryoturbations (Phillips, 2006, Phillips et al., 2013, Menzies 2000). Data reported by these authors focus on soft-sediment deformation features printed in sub-glacial laminated tills triggered by differential loading or by shearing. In those environments soft-sediment deformation features are produced in the basal water-saturated fine-grained laminated tills when the effective normal stress are lowered. Normal stress often occurs when the difference between ice overburden pressure and pore-water pressure abruptly decreases, often as a consequence of differential overburden by basal sliding and shearing of the ice cap (Phillips and Lee, 2011). Only a few works are devoted to microstructures of liquefaction of seismic origin (Menzies y Taylor 2003, Silva et al, 2016; Roquero et al, 2016). Despite the different origin of our deformed structures, we use the terminology proposed by Phillips et al. (2006, 2013) even though our microfeatures are not necessarily identical with theirs. Regardless of our shared terminology our features clearly do not share their subglacial genesis.

Field description

The liquefied layer (10-12 cm thick) consists of laminated deposits featuring the inter-bedding of centimetric to milimetric thick fine sands-coarse silts and clayey silt layers disrupted by multiple injection structures. This liquefied layer is located in the top of the disturbed palustrine bed (Fig. 2) which has a total thickness of c. 30-34 cm. The liquefied layer overlays disrupted bodies of fine sand and laminated silt and clays showing some minor injection structures, micro faults and chaotic internal structure, specially the sandy levels. Similar structures have been described

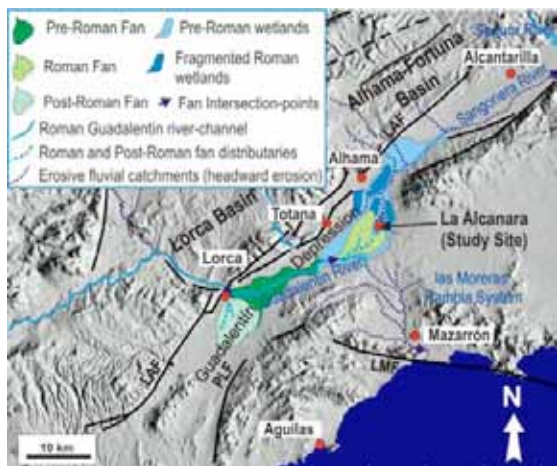


Fig.1. Paleogeographical sketch-map of the Guadalentín Depression during Roman times, showing the location of the Alcanara study site and the main active faults of the area: LAF (Lorca-Alhama de Murcia Fault), PLF (Palomares Fault).

and interpreted as seismites in the borehole records of the Holocene filling of the Lower Segura Basin (Alfaro et al., 1994). Eventually the soft-sediment deformation structures finish upwards in a thin fairly warped level of fine sands, which would represent the ancient sub-aquatic floor of the palustrine (playa-lake) area coetaneous with the underlying deformed layer.

The entire deformed layer overlies undeformed laminated material with frequent charcoal fragments dated by ^{14}C in the first century AD (Silva et al., 2008). On the other hand, the deformed layer is

sealed by horizontal thick-laminated sand and silt layers. Main macrostructures observed in the field are: irregular convolute structures, displaying highly distorted stratification; boudinage developed in interbedded sand and mud layers, featuring convex bodies with a flat base (Fig.2) enhanced by the infilled liquefaction-induced dikes disruption. This deformational assemblage is described at meso- and micro scale in Silva et al. (2016) and preliminary micro-morphological studies by Roquero et al. (2016).

Micromorphology

Oriented samples were collected where visible macrostructures were present to first, detect similarities between meso- and micro scale structures (microboudinage, injection sand dikes) and secondly, to check with the microscope examination microstructures in the absence of macro scale structures (cusp and flame structures, convoluted micro-lamination, elongated flames of clay, ribbon-like detached flames of clay, vinaigrette-like microstructure). The fabric of the groundmass fine material ranges from dark brown with undifferentiated b-fabric to a light brown micromass with crystallitic b-fabric. This last fabric is well developed in the sandy liquefied materials, whilst the dark brown undifferentiated b-fabric features the clayey silt materials. Some other pedofeatures as dense complete and incomplete gypsum infillings, carbonate coatings and iron hypocoatings are overprinted on the soft-sediment deformations as a consequence of later pedogenesis.



Fig 2. Playa-lake palustrine deposits: the liquefied layer (10-12 cm thick) consists of laminated deposits featuring the inter-bedding of centimetric to millimetric thick fine sands-coarse silts and clayey silt layers clearly disrupted by multiple injection structures. Note the pervasive boudinage-like structure of the deformed deposits.

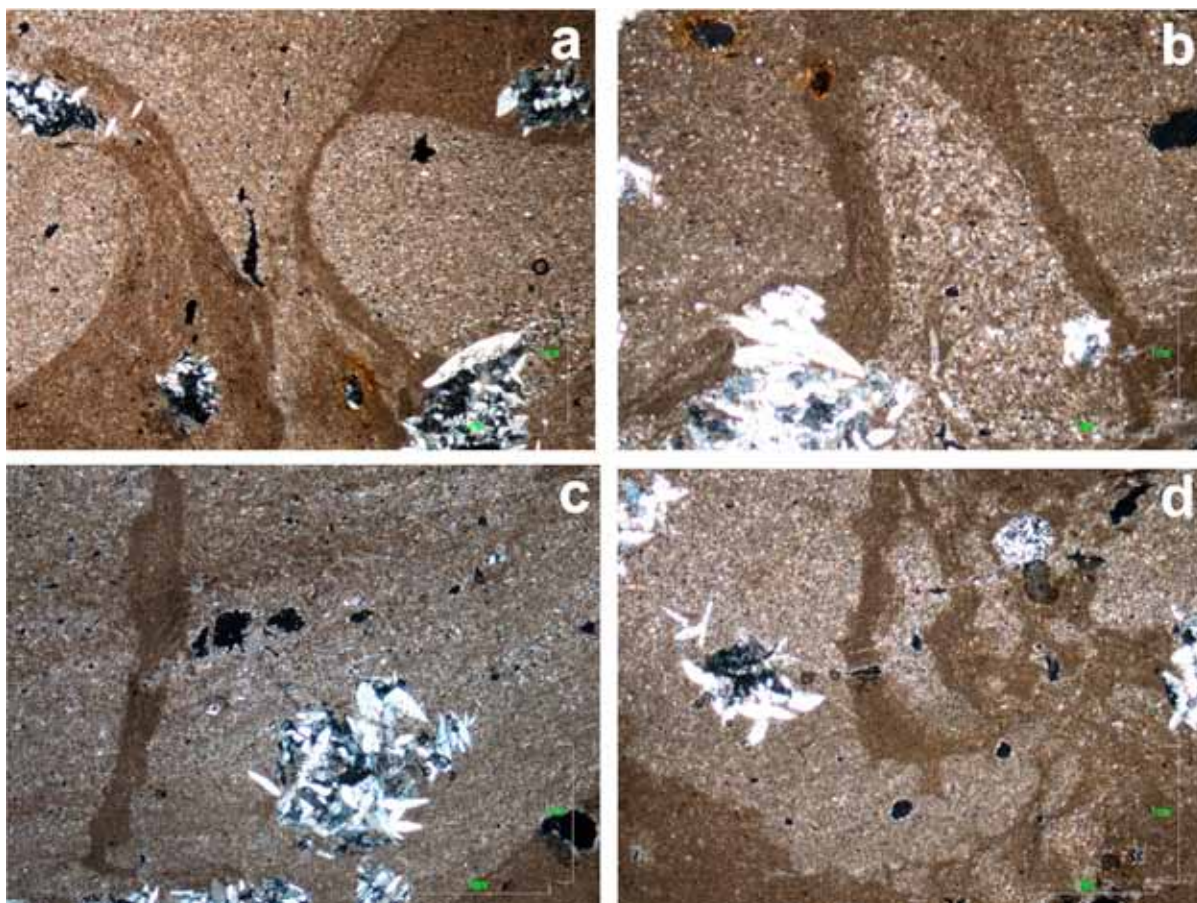


Figure 3. Thin-section pictures illustrating the micromorphological features of liquefied materials. (a) Convolute lamination and injection dikes isolating fine sand lenticular "micro-pebbles" resembling boudinage-like microstructures. The light colored domains are the sandy liquefied materials and the darker the intruded ones, XPL. (b) No-ruptured sand injection (or intrusion). The intruded sands only fold the clay layers generating indentation- like microstructures, PPL. (c) When the rupture of intruded clayey silt layers occurs, ribbon-like detached flames of clay develop, XPL. (d) Cusp and flame structures in a 'vinaigrette-like' texture comprising rounded to irregular sandy pebbles within a matrix of variable fluidized and homogenized silt and clayey silts. In the lower right corner of the picture the initial development of elongated flames of clay (previous to rupture) can be observed, XPL.

According to the terminology proposed by Phillips et al. (2006, 2013) the micromorphological features observed in our study are:

1. **Convolute lamination** is related at the microscale to injection of fine sand to coarse silt dikes that isolate lenticular "micro-pebbles" resembling boudinage-like microstructures (Fig. 3a), typical of ductile deformation and of fluidization processes.

2. **Injection and/or intrusion of sands.** Figure 3b illustrates a case of injection in which the dark-brown clayey silt levels are intruded, but not broken (ruptured). The intrusion gives place to bended, thin and stretched folds with an indentation-like morphology of the edges.

3. **Ribbon-like detached flames of clay** represent flames that have been detached from the clayey silt levels. These microfeatures can be generated by persistent indentation and intrusion of sandy bodies eventually rupturing the confining layers. In some cases the ribbons are isolated (Fig. 3c) but in others can be linked to detachment processes generated during pervasive convoluted lamination (Figs. 3a and 3d)

4. **Cusp and flame structures.** These microfeatures develop in the boundaries between sand grained injected material and clayey silt levels, generating protruding deformed edges (Fig. 3d). As mentioned above this deformations can eventually generate elongated flames of clays.

5. **Vinaigrette-like texture.** This kind of texture is formed by rounded to irregular pebbles within a matrix of variable fluidized and homogenized fine sand and silts (Fig. 3d), caused by density contrasts between liquefied sediments and comprises the variety of microfeatures described above. In the original descriptions by Phillips et al. (2013) the vinaigrette-like texture develops by over-pressure of the ice-cap overriding and sliding fine till sediments. In our case, the fluidization is interpreted as a result of seismic shaking.

Concluding remarks

Micromorphological analysis of thinly laminated palustrine deposits in the central sector of the Guadalentín Depression (La Alcanara) shows soft-sediment deformation microstructures, similar to those described in subglacial environments (Phillips et al., 2013).

In our case, liquefaction occurred by the abrupt increase of pore-water pressure in fine-laminated sandy and clayey silt layers of palustrine origin. The deformed level is located in the central sector of the Guadalentín depression (Alcanara; Fig. 1) and is only buried by a c. 2m thick fluvial gravels and sands, which can not generate a significant overburden. Since the site is located few kilometers (< 10 km) away from the main faults of the zone, especially the Lorca-Alhama Murcia Fault we assume a seismic origin of the studied deformation microstructures.

Despite the differences of both trigger mechanisms (earthquakes in palustrine sediments and overpressure in subglacial environments), liquefaction produces comparable or common morphological features. The further classification of the described micropaleoseismic features, mapping of thin sections will help in the future to quantify the deformation of seismically induced liquefaction in a similar way that in glacial geology (i.e. Phillips et al., 2013). In detail, quantitative "orientation" data obtained from the clast and flames microfabrics (eigenevalues and/or eigenvectors) within liquefied layers can be used to investigate the variation in the intensity of the deformation generated by seismic shacking.

This is especially useful for the record and analyses of moderate past earthquakes on the sensitivity threshold (VI-VII) of the ESI07 Intensity Scale (with size ≤ 5.0 Mw), as the studied here (Silva et al., 2016). As demonstrated by the 2011 Lorca Earthquake this kind of seismic events are hazardous in the near-field, but normally with a poor geological record out of the scope of the classical fault-trench studies

Acknowledgments: Supported by CGL2015-67169- P (QTECSPAIN-USAL) and EGEO (IGME; Ref. 2612). This is a contribution of the W.G. QTECT-AEQUA

References

- Alfaro, P., Domenech, C., Estevez, A., Soria, J.M. (1994). Estructuras de deformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del Bajo Segura. (Alicante). *Discusión sobre su posible origen sísmico. Geogaceta* 17, 91 – 94.
- Menzies, J. (2000). Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures, indicative of deformation processes, in glacial sediments. In Maltman, A. J., Hubbard, B. & Hambrey, M. J.(eds.): *Deformation of Glacial Materials*, 245–257. *Geological Society Special Publication* 176, London
- Menzies, J., Taylor, J. (2003). Seismically induced soft-sediment microstructures (seismites) from Meikleour, western Strathmore, Scotland. *Boreas* 32, 314-327.
- Phillips, E. (2006). Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. *Quaternary Science Reviews* 25,720–738
- Phillips, E., Lee, J.R. (2011). *Description, measurement and analysis of glaciectonically deformed sediments*. In: Phillips, E., Lee, J.R., Evans, H.M. (Eds.), *Glacitectonics e Field Guide*. Quaternary Research Association.
- Phillips, E., Lipka, E., Van der Meer, J.M. (2013). Micromorphological evidence of liquefaction, injection and sediment deposition during basal sliding of glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 81: 114 – 137.
- Roquero, E., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Huerta, P. (2016). Micromorphology of seismic liquefaction processes (Betic Cordillera, Spain). *15th International Conference on Soil Micromorphology*, México, Abstracts, 89-90.
- Silva, P.G., Calmel-Avila, M., Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology*, 100, 144-153.
- Silva, P.G., Roquero, E., Rodríguez-Pascua, M.A., Huerta, P. Bardají, T., Giner, J.L., Perucha, M.A., Élez, J. 2014. Record of a Roman Earthquake (2nd Century AD) in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Micromorphological analysis of liquefaction. *Geo-Temas*, 16 (2), 391 – 394.



MONITORIZACIÓN GEODÉSICA DE LAS ZONAS DE FALLA DE ALHAMA DE MURCIA, PALOMARES Y CARRASCOY (ZONA DE CIZALLA DE LAS BÉTICAS ORIENTALES): TRABAJOS EN MARCHA

Geodetic monitoring of the Alhama de Murcia, Palomares and Carrascoy Fault Zones (Eastern Betic Shear Zone): ongoing work

A. Staller Vázquez(1), J.J. Martínez-Díaz(2), R. Pérez-López(3), G. Khazaradze(4), M. Béjar-Pizarro(3), J.A. Álvarez-Gómez(2), J. Alonso-Henar(2), J.M. Insua-Arévalo(2), M. Valdés(5), J.A. Sánchez-Sobrino(5), E. Azcue(5), P. Gonzalo(5)

(1) Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía. ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía. Cra. Valencia km. 7. Campus Sur. Universidad Politécnica de Madrid. 28031-Madrid. a.staller@upm.es

(2) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. C/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es, jaalvare@ucm.es, jahenar@geo.ucm.es, insuarev@geo.ucm.es

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Alenza 1, 28003 Madrid. m.bejar@igme.es; r.perez@igme.es.

(4) Grupo RISK NAT, Dpto. de la Dinámica de la Tierra y del Océano, Universitat de Barcelona, gkhazar@ub.edu

(5) Área de Geodesia. Instituto Geográfica Nacional (IGN). C/ General Ibáñez Ibero, 3. 28003 Madrid. mvaldes@fomento.es, jassobrino@fomento.es, eazcue@fomento.es, pgonzalo@fomento.es

Resumen: El objetivo de este trabajo es llevar a cabo estudios geodésicos en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, que complementen los estudios paleosísmicos y sismológicos que se están desarrollando en la zona. El objetivo fundamental es determinar la deformación actual que se está produciendo en la zona, lo que permitirá conocer el comportamiento cinemático de los principales segmentos que la forman y su incorporación en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona. Para ello, a finales de 2015 se ha establecido una red GPS, con 9 estaciones de campaña y una estación permanente, que complementa las redes existentes, que cubre las zonas de las fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carrascoy y en la que se han realizado dos campañas de observación. En el presente trabajo se presentan el estado actual de la monitorización geodésica, así como algunos resultados preliminares.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, deformación cortical, fallas activas, GPS.

Abstract: The objective of this work is to carry out geodetic studies in the Eastern Betics Shear Zone, which complements the paleoseismic and seismological studies that are being developed in the area. The main objective is to determine the current deformation that is taking place in the area, which will allow to know the kinematic behaviour of the main faults and its constituent segment, and their consequent incorporation into the seismic hazard assessment. For this, at the end of 2015 a GPS network was established, with 9 campaign stations and 1 continuous GPS station, which complements the existing networks, covering the fault zones of Alhama de Murcia, Palomares and Carrascoy and in which two observation campaigns have been carried out. In this paper we present the current state of geodetic monitoring, as well as some preliminary results.

Key words Betic Cordillera, Crustal deformation, Active faults, GPS.

Las fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy son dos de las estructuras geológicas más importantes dentro de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) (p.ej. Silva et al., 1993), ubicada en el SE de España. La Falla de Carrascoy (FCa) tiene una longitud aproximada de 30 km y es la continuación occidental de la falla de Bajo Segura. Tiene un movimiento sinistral inverso, con una tasa de deslizamiento horizontal de $0,37 \pm 0,08$ mm/a. estimada a partir de datos paleosísmicos y geomorfológicos (Martín-Banda et al., 2015). La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es la falla más larga en tierra de la ZCBO y se divide en 4 segmentos basados en su sismicidad, tectónica y geomorfología (Martínez-Díaz et al., 2012b). La FAM tiene una cinemática de desgarre sinistral con una tasa de deslizamiento de 1,6-1,7 mm/a en el segmento de Góñar-Lorca y 0,8-1,2 mm/a en el segmento Lorca-Totana determinados a partir de los últimos estudios paleosísmico y geomorfológicos (Ferrater et al., 2017). Esta falla es considerada una de las más activas de las béticas orientales, siendo responsable del terremoto de Lorca de mayo de 2011 (IGN, 2011; Martínez-Díaz et al., 2012a), y ha sido ampliamente estudiada durante las dos últimas décadas.

De todos es conocido que hoy en día el uso de las técnicas geodésicas, como los sistemas GNSS (Global Navigation Satellite Systems), son ampliamente utilizados en la determinación de deformaciones de la corteza terrestre y monitorización de fallas activas (p.ej. Staller et al., 2016). Los primeros estudios geodésicos realizados en las ZCBO comienzan hace dos décadas, en 1997, con el establecimiento de la red CuaTeNeo (Castellote et al., 2000), formada por 15 estaciones GPS de campaña, observadas en 5 ocasiones desde 1997 a 2011. A partir de estas observaciones de campaña y otras observaciones GPS continuas (cGPS), Echeverría et al. (2013) determinan un primer campo de velocidades GPS para la zona que revela que el grueso de la deformación observada se concentra alrededor de las fallas Alhama de Murcia (FAM) y Palomares (PF). La tasa de deslizamiento horizontal geodésica (sinistral inversa) calculada para el sistema de fallas FAM y PF es de $1,5 \pm 0,3$ mm/año, que concuerda bien con las observaciones geológicas en la FAM. Sin embargo, con el campo de velocidades obtenido no es posible determinar el reparto de deformación relativa entre la FAM y FP, por lo que, es necesario establecer nuevas estaciones en la región que separen ambas fallas.

Teniendo en cuenta estos resultados, se plantea la necesidad de densificar y ampliar la monitorización geodésica en los sistemas de la FAM y FP, así como ampliar este estudio a otros sistemas de fallas próximos de especial interés, como es la Falla de Carrascoy (FCa). Este es uno de los objetivos del proyecto INTERGEO (CGL2013-47412-C2-1-P), llevar a cabo estudios geodésicos en la zona, que complementen los estudios paleosísmicos y sismológicos que se están desarrollando en la zona. El objetivo fundamental es determinar la deformación actual que se está produciendo en la ZCBO, lo que permitirá conocer el comportamiento cinemático de los principales segmentos que la forman, su tasa de acumulación de esfuerzos y su incorporación en la evaluación de la amenaza sísmica. Para ello, a finales de 2015 se ha establecido una red, que complementa las redes existentes en la zona (Echeverría et al., 2013), que cubre la zona de estudio y en la que, hasta la fecha, se han realizado dos campañas de observación GPS (enero 2016 y mayo 2017). A continuación, se presenta el estado actual de la monitorización, así como algunos resultados preliminares obtenidos hasta ahora.

Para el establecimiento de las nuevas estaciones de monitoreo se ha tenido en cuenta la distribución de estaciones de la red CuaTeNeo, redes de estaciones permanentes GNSS que actualmente hay en la zona de estudio (ERGNSS, ERVA, RAP, REGAM, Meristemun y Topolberia), así como los resultados obtenidos por Echeverría et al. (2013). Las nuevas estaciones de monitoreo GNSS fueron establecidas entre 2014 y 2015 densificando la red CuaTeNeo en la zona de la FAM y FP, y ampliando a los segmentos norte de la FAM y a la FCa (Figura 1). Para el diseño espacial de la red se ha tenido en cuenta la cartografía de las fallas activas de la zona (base de datos QAFI 3.0, García-Mayordomo et al., 2012) y se ha considerado especialmente la geometría de la zona de desplazamiento principal de la FAM, FP y FCa. La distancia máxima y mínima entre estaciones es de 13 y 4 km, respectivamente. En el diseño e implantación de la red se tuvieron en cuenta criterios geológicos, geodésicos y logísticos. La red consta de un total de 10 estaciones GNSS; 9 estaciones de campaña (triángulos rojos en Figura 1) y una estación permanente (estación SENM) (estrella roja en Figura 1) distribuidas lo más homogéneamente posible a lo largo de la zona de estudio, complementando las redes de campaña y permanentes ya existentes en la zona (Figura 1). La estación cGPS SENM fue instalada en colaboración con el grupo de investigación RISKINAT (Universitat de Barcelona).

Además, al margen del proyecto INTERGEO y en colaboración con el IGME, se instalaron 4 nuevas estaciones en el valle de Guadalentín (principalmente para fines no tectónicos); 3 de ellas estaciones de campaña y 1 estación permanente GNSS (ORCA) (triángulos y estrella verde en Figura 1). Estas estaciones pertenecen al IGME (Instituto Geológico y Minero de España) y se enmarcan dentro del proyecto AQUARISK (ESP2013-47780-C2-2-R), que tiene como uno de sus objetivos el control de la subsidencia del valle del Guadalentín. Estas estaciones también se observarán, procesarán sus datos y se tendrán en cuenta en el análisis de los resultados.

Las nuevas estaciones fueron monumentadas mediante pines de 20 cm de largo y 2 cm de diámetro de acero inoxidable con rosca de 5/8" en uno de sus extremos, que fueron anclados, en su mayoría, sobre sustrato rocoso estable, mediante taladro y resina epoxi (Figura 2), garantizando la estabilidad espacio-temporal. Para evitar el deterioro de la rosca durante los periodos de no observación, los pines son cubiertos con una tapa de acero inoxidable que se enrosca y fija mediante un tornillo (Figura 2c). Dada la dificultad de encontrar sustrato rocoso en la ubicación de algunas estaciones situadas en el valle del Guadalentín, estas se monumentaron mediante un dado de hormigón o similar de 0,5 x 0,5 m y 1 m de profundidad, colocando el pin con resina epoxi sobre este dado. Para la monumentación de la estación GPS de observación continua SENM (Figura 3) se ha utilizado el diseño modificado de UNAVCO (<http://kb.unavco.org/kb/article/unavco-resources-gnss-station-monumentation-104.html>).

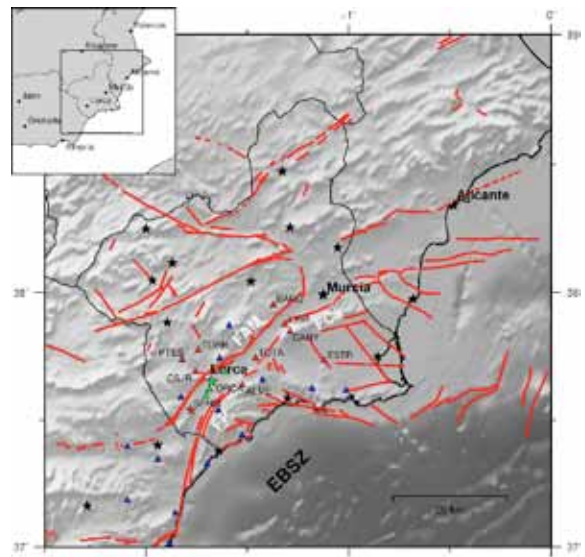


Figura 1. Zona de estudio (Murcia, SE de la península Ibérica) con la localización de las nuevas estaciones de monitoreo de la FAM (triángulos rojos estaciones de campaña, estrella roja estación cGPS), estaciones de campaña de la red CuaTeNeo ya existente en la zona (triángulos azules), nuevas estaciones del IGME (triángulos verdes estaciones de campaña, estrella verde cGPS) y estaciones GNSS permanentes pertenecientes a distintas redes (triángulos negros). Líneas rojas muestran las trazas de las fallas tomadas de QAFI 3.0

Figure 1. Study area (Murcia, SE of the Iberian Peninsula) with the location of the new monitoring stations of FAM (red triangles campaign stations, red star cGPS station), campaign stations of the CuaTeNeo network (blue triangles), new IGME stations (green triangles campaign stations, green star cGPS station) and permanent GNSS stations belonging to different networks (black triangles). Red lines show traces of the faults taken from QAFI 3.0.

Una vez monumentadas las estaciones de campaña de la red de monitoreo, se procedió a realizar las campañas de observación, llevadas a cabo en enero de 2016 y mayo de 2017. La duración de cada campaña ha sido de aproximadamente una semana durante la cual las estaciones han sido observadas mediante el método estático relativo con sesiones de observación de varios días (mínimo 3 días). No obstante, la necesidad de vigilancia de los equipos durante el momento de observación limitó poder realizar sesiones más largas en algunas estaciones, con sesiones de sólo 24 horas. El intervalo de

muestreo para el registro de datos fue de 15 segundos y la máscara de elevación de 5 grados.



Figura 2. Instalación del pin de acero inoxidable sobre sustrato rocoso. a) Detalle de la realización del taladro sobre sustrato rocoso. b) Agujero con pin sin instalar. c) Pin instalado con resina epoxi y tapado con la tapa protectora enroscada y fijada mediante tornillo.

Figure 2. Installation of stainless steel pin on rock. a) Detail of drilling on rock. b) Hole with pin not installed. c) Pin installed with epoxy resin and covered with the protective cap screwed and fixed by screw.



Figura 3. Estación cGPS SENM, ubicada en la Sierra de En Medio, cerca de Puerto Lumbreras, entre las trazas de las FAM y FP.

Figure 3. SENM cGPS station, located in the Sierra de En Medio, near Puerto Lumbreras, between the traces of FAM and FP.

El instrumental utilizado consistió en 3 receptores geodésicos bifrecuencia Trimble 5700 con 2 antenas Zephyr Geodetic y una Zephyr Geodetic II (Figura 4), y un receptor Ashtech ZXtrem con antena Geodetic IV, pertenecientes a la ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid. Además, en la primera campaña (enero 2016) se contó con 5 receptores bifrecuencia Trimble 4000SSI con 2 antenas Zephyr GNSS Geodetic II y 3 antenas Trimble Choke Ring, pertenecientes al Instituto Geográfico Nacional. Previamente a la observación se realizó la comprobación del instrumental siguiendo los procedimientos descritos por UNAVCO. Para la instalación de las antenas se utilizó un adaptador de acero inoxidable con rosca de 5/8" y altura fija (Figura 4), que era enroscado directamente en el pin y permitía la orientación de la antena. Este tipo de montaje garantiza la repetibilidad y determinación de posiciones y velocidades con la precisión necesaria para este estudio.

Gracias a la colaboración del Instituto Geográfico Nacional, en la primera campaña (enero 2016) se observaron 15 vértices geodésicos pertenecientes a la Red REGENTE (Barbadillo y Quirós, 1996) distribuidos por la zona de estudio. Esta red que tiene una densidad de un vértice por cada hoja del MTN 1/50.000 y fue observada mediante técnicas GPS en

el año 1998. El objetivo era poder comparar las coordenadas obtenidas entre ambas épocas (1998-2016) y analizar los resultados para poder obtener un campo de velocidades inicial de la zona de estudio.



Figura 4. Instalación de antena geodésica sobre pin mediante adaptador de altura fija.

Figure 4. Installation of geodetic antenna on pin by fixed height adapter.

El procesamiento de las observaciones GPS se ha realizado mediante el software científico Bernese 5.0, desarrollado por la Universidad de Berna, aplicando la estrategia de procesamiento de dobles diferencias. Se utilizaron efemérides precisas del IGS, Parámetros de Orientación de la Tierra, correcciones absolutas a las variaciones de los centros de fase de las antenas y el modelo de carga de marea oceánica FES2004 (Lyard et al, 2006). Las líneas base se construyeron con la estrategia de observaciones máximas. Para establecer un enlace con el marco de referencia global ITRF2008 (IGb08), se utilizaron 15 estaciones GPS de observación continua de la red del Servicio Internacional GNSS (IGS). Una vez obtenidas las soluciones diarias y las coordenadas de todas las estaciones, se impusieron constreñimientos "a posteriori" para implementar el marco de referencia elegido (ITRF2008). Las coordenadas de las estaciones IGS fueron constreñidas (opción NNT-No Net Translation) a sus valores ITRF2008. De esta manera se obtienen soluciones diarias de todas las estaciones continuas y de campaña observadas respecto al marco de referencia elegido.

La Figura 5 muestra la serie temporal (solución semanal) de la estación permanente SENM, situada entre la Sierra de En medio entre la FAM y la FP. Estos datos también están siendo procesados por el grupo de investigación RISK NAT con el software GAMIT/GLOBK para en un futuro poder comparar y fusionar resultados. En el caso de las estaciones cGPS (SENM y ORCA) instaladas a mediados de 2016, se espera que en un plazo de mínimo 2,5 años (finales del 2018) se puedan obtener resultados fiables de las velocidades de ambas estaciones. En la actualidad, se siguen procesando los datos diarios de las estaciones cGPS de la zona de estudio.

En el caso de las estaciones de campaña, han sido procesadas (campañas enero 2016 y mayo 2017), sin embargo, dado el escaso tiempo de observación entre ambas campañas (1,3 años) y teniendo en cuenta la baja tasa de deformación de la zona de estudio, es necesario al menos un intervalo de tiempo de más de 5 años en las estaciones de campaña para poder obtener resultados fiables. Se espera realizar campañas anuales o bianuales durante los próximos 6 años. No obstante, dada la baja tasa de deformación de la zona de estudio, es necesario instalar nuevas

estaciones de observación continua, cerca de las fallas estudiadas, que permitan mejorar la precisión y fiabilidad de los datos obtenidos.

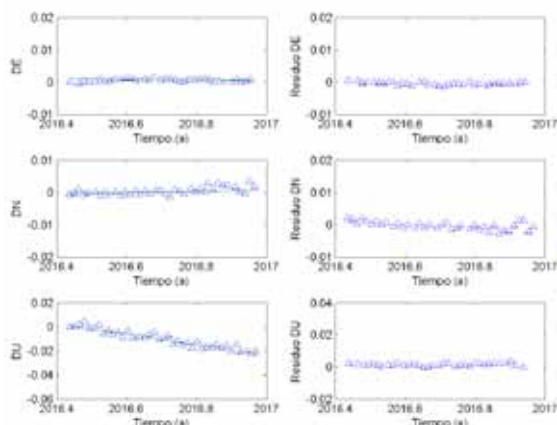


Figura 5. Serie temporal GPS de la estación SENM (solución semanal), situada entre la FAM y FP, instalada a mediados de 2016. Se muestra sólo la solución hasta finales de 2017. Figure 5. GPS time serie of the SENM station (week solution), located between the FAM and FP, installed in mid-2016. It is shown the solution until the end of 2017.

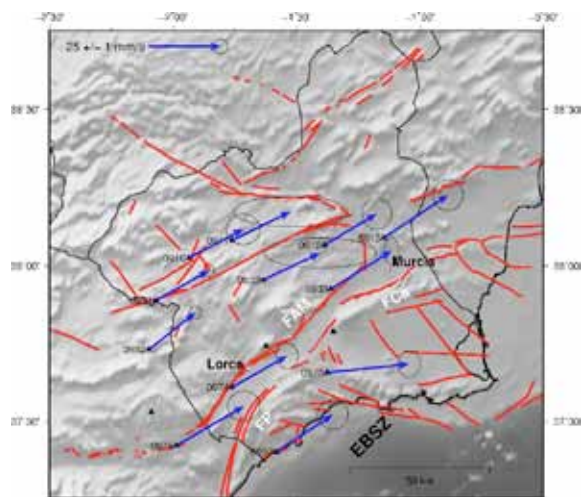


Figura 6. Velocidades horizontales ITRF2008 de los vértices REGENTES de la zona obtenidas a partir de las observaciones realizadas en 1998,5 y 2016,1. Vértices sin vector de velocidad (sólo triángulo negro) con problemas en el procesamiento de las observaciones 1998,5. En rojo las trazas de las fallas tomadas de QAFI 3.0. Figure 6. Absolute displacements obtained in the REGENTE geodetic points, between 1998 and 2016. Vertices without velocity vector (only black triangles) with problems in the 1998,5 observation process. In red traces of the faults taken from QAFI 3.0.

Además, tal y como se ha comentado antes, se ha aprovechado la distribución de vértices REGENTE situados en la zona de estudio, que fueron observados por el IGN en la época 1998,5 y que hemos reobservado en la época 2016,08, esto supone un intervalo de tiempo de 17,6 años entre ambas observaciones. La Figura 6 muestra las velocidades horizontales absolutas (ITRF2008) obtenidas para los vértices REGENTE. Para ello se han reprocesado las observaciones REGENTE realizadas por el IGN en el año 1998, obteniendo sus coordenadas ITRF2008 en la época de observación. Teniendo en cuenta el intervalo de tiempo entre ambas observaciones, se esperaba obtener algún resultado fiable de velocidades para la zona de estudio, sin embargo, los resultados obtenidos no son coherentes con la

tectónica del lugar, por lo que creemos que bien la monumentación de los vértices está registrando movimientos locales y/o en algunos vértices la solución en la época 1998,5 tiene demasiada incertidumbre.

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de los proyectos INTERGEO y SISMOSIMA (CGL2013-47412-C2-1-P y 2-P), financiados por el MINECO. También ha sido apoyado por los proyectos AQUARISK (ESP2013-47780-C2-2-R) y PREVENT (CGL2015-66263-R). Agradecemos la colaboración y apoyo del Instituto Geográfico Nacional, Área de Geodesia, en las campañas de observación GPS.

Referencias bibliográficas

- Barbadillo, A., & Quirós, R. (1996). *Proyecto regente. Una nueva red geodésica nacional*. Física de la Tierra, 8, 23-38.
- Castellote, M., Fleta, J., Goula, X., Suriñach, E., Talaya, J., & Termens, A. (2000). *Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica: (Proyecto CuaTeNeo)*. In V Congreso Geológico de España: Alicante, 10-14 julio, 2000: Congreso Geológico de España (5º. 2000. Alicante) (p. 167).
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., Pallàs, R., & Perea, H. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451, 87-100; <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.018>
- García-Mayordomo, J., J.M. Insua-Arévalo, J.J. Martínez-Díaz, A. Jiménez-Díaz, R. Martín-Banda, S. Martín-Alfageme, J.A. Álvarez-Gómez, M. Rodríguez-Peces, R. Pérez-López, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Masana, H. Perea, F. Martín-González, J. Giner-Robles, E.S. Nemser, J. Cabral and the QAFI Compilers Working Group (2012) The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.
- IGN (2011). INFORME DEL SISMO DE LORCA DEL 11 DE MAYO DE 2011. Instituto Geográfico Nacional de España. <http://www.ign.es/ign/resources/sismologia/www/lorca/Lorcainfo2011.pdf> (Madrid p. 138).
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). *Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004*. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394-415.
- Martín-Banda, R., J. García-Mayordomo, J.M. Insua-Arévalo, A.E. Salazar-Rincón, E. Rodríguez-Escudero, J.A. Álvarez-Gómez, A. Medialdea, M.J. Herrero (2015). Quaternary activity and seismogenic potential of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone: new insights on the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain). *Tectonic34*, doi:10.1002/2015TC003997.
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F., Stich, D., Herrera, G., Morales, J., (2012a). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics* (0), 546-547.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., (2012b). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Iber. Geol.* 38 (1), 269-286.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings; quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics* 224 (4), 289-303.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernandez-Rey, R., & Diaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66-8



SESIÓN 5

SISMOTECTÓNICA Y SISMICIDAD



AC-DCFS: UN SISTEMA DE CÁLCULO AUTOMÁTICO DE VARIACIÓN DE ESFUERZOS DE COULOMB TRAS TERREMOTOS RELEVANTES

AC-DCFS: an automatic computation system of Coulomb Stress changes after relevant earthquakes

J. A. Álvarez-Gómez (1) y J. García-Mayordomo (2)

(1) Universidad Complutense de Madrid, Geodinámica, Madrid, Spain (jaalvare@ucm.es)

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Área de Riesgos Geológicos, Tres Cantos, Madrid, Spain

Resumen/resumo: AC-DCFS es un sistema de cálculo automático basado en herramientas de software libre para obtener mapas de cambio de esfuerzos Coulomb en la zona de interés tras de la ocurrencia de un terremoto relevante. Utilizando la base de datos de fallas activas en el área, se obtienen los planos receptores de la variación de esfuerzos y se asigna un índice de verosimilitud a cada uno de los planos generadores posibles a partir de los dos planos nodales del mecanismo focal del terremoto. El producto obtenido es una serie de capas en un formato compatible con cualquier tipo de SIG (o mapa completamente editado en formato PDF) que muestra los posibles mapas de cambio de esfuerzos en las diferentes familias de planos de falla presentes en la zona epicentral. Además se elabora un mapa de verosimilitud de ocurrencia de eventos teniendo en cuenta todas las posibilidades obtenidas de la combinación de los posibles planos generadores y receptores.

Palabras clave: transferencia de esfuerzos de Coulomb, fallas activas, terremoto de Lorca, Pronóstico Sísmico

Abstract: AC-DCFS is an automatic calculation system based on free software tools to obtain Coulomb stress change maps in the area of interest after the occurrence of a relevant earthquake. The system uses as input the data of the focal mechanism of the event and an active fault database for the region. Through the focal mechanism the orientations of the possible rupture planes, the location of the event and the size of the earthquake are obtained. The dimensions of the rupture plane are obtained by means of an algorithm based on empirical relationships. Using the database of active faults in the area, the stress-receiver planes are obtained and a verosimilitude index is assigned to each of the possible source planes from the two nodal planes of the focal mechanism. The product obtained is a series of layers in a format compatible with any type of GIS (or map completely edited in PDF format) that shows the possible maps of Coulomb stress change in the different families of fault planes present in the epicentral zone. In addition, a verosimilitude map of occurrence of events is prepared taking into account all the possibilities obtained from the combination of possible source and receiver planes. These types of products are usually presented in technical reports developed in the weeks following the occurrence of the event or in scientific publications; however, it has been shown that they are useful for the management of emergencies in the hours and days after an important event, these stress changes being responsible for the aftershocks, in addition to the medium-term forecast of earthquakes. Its implementation as one of the products that IGME could provide in the aftermath of a significance earthquake is currently under study.

Key words: Coulomb Stress Change, active faults, Lorca earthquake, Earthquake Forecasting

Introducción

La liberación de energía elástica producida en un terremoto influye en la corteza que los rodea, cambian el estado de esfuerzos, e influyen en la fracturación cercana. Esto puede resultar en un aumento de la actividad sísmica en áreas de aumento de esfuerzos. La interacción de fallas por la transferencia de esfuerzos se ha demostrado de manera reiterada durante las últimas décadas, explicando la distribución espacial de las réplicas y el encadenamiento de terremotos y series sísmicas. Por lo tanto, la ocurrencia de un terremoto modifica el peligro sísmico en su vecindad y puede ser utilizado para hacer el pronóstico y seguimiento de la actividad sísmica tras la ocurrencia de un evento relevante.

AC-DCFS calcula variaciones de esfuerzos de Coulomb (utilizando el programa Relax (Barbot and Fialko, 2010)) generados por un evento, del que se conoce al menos uno de los posibles planos de rotura, sobre fallas con orientaciones extraídas de las familias de fallas activas en el entorno de la serie sísmica, siendo estas fallas extraídas de la Base de Datos QAFI (García-Mayordomo et al., 2012).

La obtención de las familias de fallas, así como el procesamiento de los datos del mecanismo focal, se hacen a través del programa FMC (Álvarez-Gómez, 2014). Para cada cálculo de variación de esfuerzos se calcula un índice de verosimilitud basado en la proporción de fallas de la familia generadora y de la familia receptora frente al total de fallas activas de la zona. Utilizando como peso este «índice de verosimilitud» se agregan todos los resultados en un mapa final de áreas con mayor verosimilitud de ocurrencia de eventos tras el sismo principal.

El número de escenarios de variación de esfuerzos calculados es proporcional al número de familias de fallas en la zona; así, si existen cuatro familias de falla principales en la zona (incluyendo los planos nodales del mecanismo focal) obtendremos cálculos de 2 planos generadores sobre 4 posibles planos receptores, por lo tanto 8 escenarios diferentes.

Además de estos cálculos de variación de esfuerzos de Coulomb sobre planos de falla receptores, también se calculan las variaciones de presión de poros (la variación volumétrica traducida en cambios de presión sobre los fluidos) y las variaciones de

esfuerzo de cizalla máximo. Estos últimos cálculos son independientes de las fallas existentes en la zona, dependiendo únicamente de los planos generadores de la deformación, por lo que se obtiene un cálculo de cada parámetro por plano generador. La gestión y tratamiento de mallas, así como la generación de los mapas, se ha hecho con GMT (Wessel et al., 2013).

El sistema es una cadena de herramientas implementada sobre un *script* en *bash* que llama automáticamente y de manera secuencial una serie de programas para manipular datos, ejecutar modelos numéricos y generar mapas. El programa es iniciado por el usuario que debe introducir los datos básicos del terremoto ocurrido y obtendrá una serie de mapas de variación de esfuerzos de Coulomb así como un mapa de síntesis de las zonas con mayor verosimilitud de ocurrencia de nuevos eventos sísmicos.

Ejemplo de uso

Como ejemplo de uso utilizaremos el reciente evento de Lorca de 2011, del que se dispone de datos sísmicos y geológicos de calidad para ser utilizados como control (e.g. Martínez-Díaz et al., 2012).

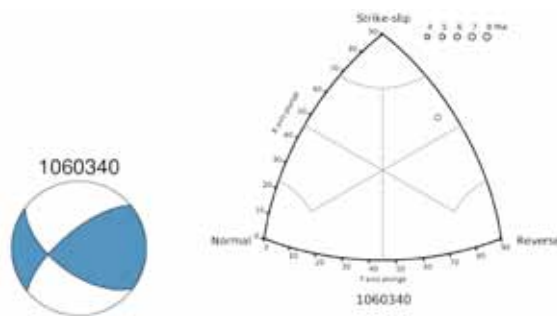


Figura 1: Mecanismo focal del terremoto de Lorca proporcionado por el IGN (<http://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico>) y su representación en el diagrama de clasificación generado por FMC (Álvarez-Gómez, 2014).

Figure 1. Focal mechanism of the Lorca earthquake provided by the IGN (<http://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico>) and its representation in the classification diagram generated by FMC (Álvarez-Gómez, 2014).

El terremoto de Lorca fue generado por la Falla de Alhama de Murcia en el extremo sur de la sección Lorca – Totana pudiendo interpretarse como una zona intersegmento (Martínez-Díaz et al., 2012). Su mecanismo focal muestra claramente su carácter direccional-inverso como puede verse en la Figura 1.

A partir de los datos del mecanismo focal – de su localización epicentral y su tamaño – AC-DCFS calcula el área de interés para realizar el cálculo de la variación de esfuerzos de Coulomb. Utilizando esta área se hace la selección de las fallas activas contenidas en la base de datos QAFI (García-Mayordomo et al., 2012) en su versión 3.0 en la actualidad. (Figura 2).

A partir de los datos de las fallas activas contenidos en la base de datos QAFI y las orientaciones de los planos nodales de los mecanismos nodales, AC-

DCFS utiliza un algoritmo de agrupamiento jerárquico para obtener las principales familias de fallas.

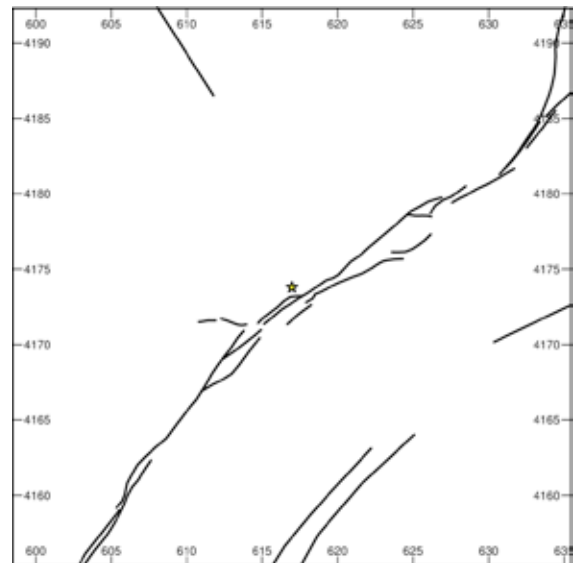


Figura 2: Mapa de fallas activas de la zona de interés obtenido a partir de la localización del terremoto (estrella amarilla) y su magnitud.

Figure 1. Map of active faults of the area of interest obtained from the location of the earthquake (yellow star) and its magnitude.

El agrupamiento jerárquico es un método de análisis de datos que proporciona una jerarquía de grupos basada en diferentes parámetros que caracterizan a cada elemento. El criterio para unir (o separar) grupos se basa en una medida de la disimilitud entre grupos. Esta disimilitud se calcula de manera general midiendo las diferencias entre parámetros de los grupos considerados. La manera más sencilla de representar esta medida sería un gráfico x-y donde la distancia entre los puntos fuera el criterio de disimilitud. Hay diferentes métricas para caracterizar las disimilitudes, siendo la más sencilla la distancia euclidiana, y diferentes criterios para establecer los enlaces entre grupos (agrupamiento de máximos, agrupamiento de mínimos, agrupamiento de promedio, agrupamiento de centroide, etc.). FMC utiliza el algoritmo de agrupamiento jerárquico *hc.clustering* de python (*sciPy*) seleccionando métrica euclidiana y enlace por centroide (UPGMC).

El resultado de este procesamiento da lugar a una serie de familias cuyos valores medios de dirección, buzamiento y cabeceo son utilizados como fallas receptoras en el cálculo de la variación de esfuerzos. Además, teniendo en cuenta la longitud acumulada de fallas de las diferentes familias en la zona (Figura 3), se asignan pesos proporcionales para generar un índice de verosimilitud a las combinaciones de falla generadora – falla receptora.

Para obtener las características geométricas de los planos generadores se utiliza la orientación espacial de los dos planos nodales del mecanismo focal, y mediante la utilización de leyes empíricas se obtienen sus dimensiones a partir de la magnitud del terremoto. La ley empírica utilizada en el caso de ejemplo es la de Wells y Coppersmith (1994).

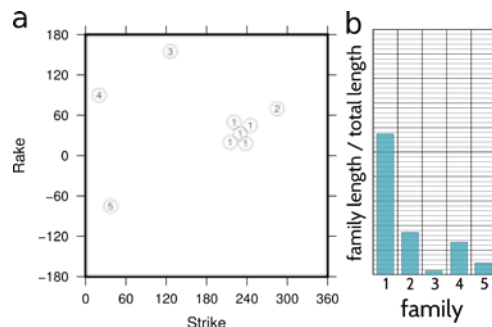


Figura 3: a) Gráfico cabeceo – dirección para representar las familias de fallas obtenidas para la zona del terremoto de Lorca. b) Peso de cada familia proporcional a la longitud de falla acumulada con respecto al total.

Figure 3. a) Graph rake – strike that represents the fault families obtained for the Lorca earthquake zone. b) Weight of each family proportional to the accumulated length with respect to the total fault length.

Una vez establecidos tanto los planos generadores como los receptores se procede a calcular la variación de esfuerzos de todas las combinaciones posibles mediante el modelo numérico Relax (Barbot and Fialko, 2010). El resultado es un mapa de variación de esfuerzos de Coulomb para cada combinación de plano generador y plano receptor. En la Figura 4 se presenta el ejemplo del plano NE-SW del mecanismo focal sobre planos NE-SW de la base de datos de fallas activas. Al ser esta la familia más frecuente en la zona su peso en el índice de verosimilitud es el más alto.

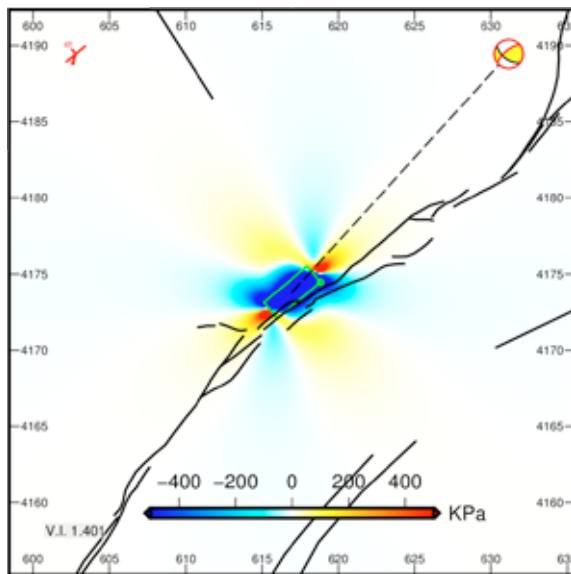


Figura 4: Mapa de variación de esfuerzos de Coulomb del plano NE-SW del mecanismo focal sobre la familia de orientación NE-SW, buzando 65° hacia el NW y con cabeceo inverso-direccional (ver símbolo representativo en la esquina superior izquierda del mapa).

Figure 4. Coulomb stress change map of the NE-SW plane of the focal mechanism on the NE-SW oriented family, dipping 65° towards the NW and with reverse-directional rake (see representative symbol in the upper left corner of the map).

Al ser el cálculo en Relax bidimensional a una profundidad dada, para poder contemplar la variación 3D, realizamos los cálculos de manera

seriada a profundidades contempladas desde $\frac{1}{2}$ del ancho de la falla hacia superficie a $\frac{1}{2}$ del ancho de la falla en profundidad. De esta manera obtenemos la estimación de cambio de esfuerzos en todo el volumen que rodea la falla. En el caso del ejemplo las profundidades de cálculo van desde 0 km (superficie) a 11 km.

En total en el caso de ejemplo se han realizado 12 (profundidad) * 5 (familias) * 2 (planos nodales) = 120 modelos. La integración de todos los resultados obtenidos se hace mediante un mapa agregado ponderado normalizado de las variaciones de esfuerzos positivos. Cuanto mayor sea el valor más verosímil es la ocurrencia de réplicas y nuevos eventos en esa zona. En la Figura 5 se muestra el mapa agregado final con las réplicas del terremoto de Lorca de 2011 superpuestas.

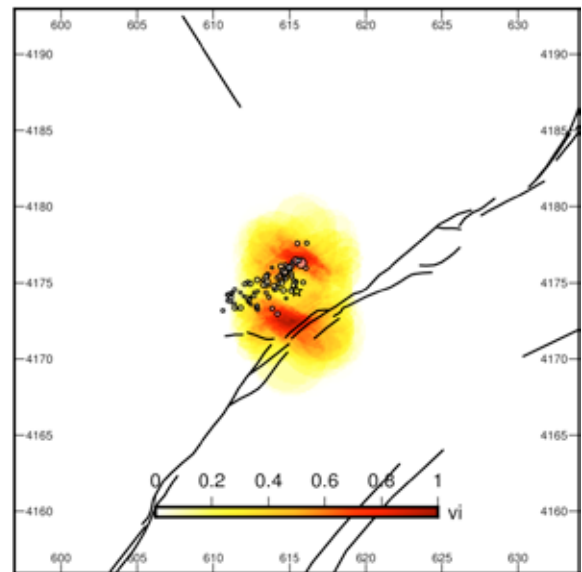


Figura 5: Mapa agregado ponderado y normalizado de variaciones de esfuerzos positivos resultado de la integración de los 120 modelos realizados.

Figure 5. Normalized and weighted aggregate map of positive stress changes resulting from the integration of the 120 models made.

Conclusiones

AC-DCFS implementa de manera automática una serie de cálculos y procesamiento de datos que permiten, conociendo al menos un plano de los posibles generadores de un terremoto, y contando con una base de datos de fallas activas, calcular las variaciones de esfuerzos en su entorno y obtener un mapa resumen de verosimilitud de ocurrencia de posteriores eventos.

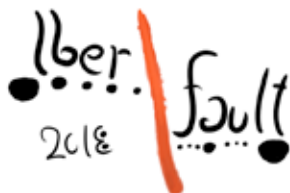
Este sistema de cálculo puede ser implementado en cualquier lugar del mundo en el que se cuente con una base de datos de fallas activas.

El tiempo de procesamiento necesario es de pocos minutos, por lo que pueden realizarse los cálculos casi en tiempo real una vez conocidos los parámetros del mecanismo focal del terremoto.

Agradecimientos: El proyecto ha sido financiado por el Instituto Geológico y Minero de España dentro del proyecto SISMOGEN (CANOA 52.2.00.41.00).

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J. A. (2014). FMC: a one-liner Python program to manage, classify and plot focal mechanisms. *Geophysical Research Abstracts*, 16, 10887.
- Barbot, S., & Fialko, Y. (2010). A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: Semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1124–1140.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., ... Cabral, J. (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285–302.
- Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. de L., Stich, D., Herrera, G., & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics*, 546–547, 28–37.
- Wells, D., & Coppersmith, K. (1994). Updated empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409–410.



ACTUALIZACIÓN DEL CATÁLOGO DE TERREMOTOS HISTÓRICOS DEL NOROESTE PENINSULAR

Update of the historical seismic catalogue in the NW Iberian Peninsula

C. Crespo-Martín (1), F. Martín-González (1) y G. Lozano-Hurtado (1)

(1) Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán, s/n. 28933-Móstoles-Madrid. cristina.crespo@urjc.es, fidel.martin@urjc.es, g.lozanh@alumnos.urjc.es

Resumen: El noroeste de la Península Ibérica es una región intraplaca con largos periodos intersísmicos. Por ello es especialmente importante la completitud de su catálogo sísmico histórico, para entender la sismicidad pasada y poder evaluar el riesgo sísmico para esta región. Tomando como base el catálogo nacional español de terremotos, recopilado por el Instituto Geográfico Nacional, en este trabajo se ha actualizado el catálogo previo a 1755. Para ello se utilizaron los buscadores y repositorios digitales que han permitido acceder a fuentes primarias de información. Se han recopilado un total de 26 terremotos históricos desde el 217 a.C. hasta 1752, donde se incluyen 14 terremotos nuevos que no habían sido catalogados previamente por el Instituto Geográfico Nacional. Además se han revisado 130 parámetros de terremotos ya catalogados y en 22 de ellos se ha modificado la fecha, el epicentro y/o la localización geográfica. En último lugar se ha añadido información a 62 parámetros, incluyendo el cálculo de la intensidad EMS-98 y ESI-07 de 13 y 6 terremotos históricos, respectivamente. Esta actualización del catálogo indica que el noroeste peninsular históricamente ha sufrido terremotos más importantes y con mayores intensidades que los registrados en el catálogo instrumental reciente.

Palabras clave: Sismología histórica, terremotos intraplaca, noroeste de la Península Ibérica, catálogo sísmico

Abstract: The NW Iberian Peninsula is an intraplate region with long return periods. For that reason, it is especially important to complete the historical seismic catalogue, in order to understand past seismicity and to assess the regional seismic risk. Starting with Spanish National Earthquake Catalogue compiled by the Instituto Geográfico Nacional, in this work we have updated the catalog previous to 1755. For this purpose, we employed search engines and digital archives that have allowed us access to primary sources of information. We compiled 26 historical earthquakes from 217 BC to 1752, including 14 new events not catalogued before by the National Geographic Institute. In addition, we have reviewed 130 parameters of earthquakes already catalogued, and for 22 of these we have changed the date, epicenter and/or geographic location. Finally, we have added information to 62 parameters, including the intensities EMS-98 and ESI-07 of 13 and 6 historical earthquakes, respectively. This catalogue indicate that the NW Iberian Peninsula has historically experienced more significant earthquakes and with greater intensities than those recorded in the recent instrumental catalogue.

Key words: Historical seismology, intraplate earthquakes, NW Iberian Peninsula, seismic catalogue

Introducción

La completitud del catálogo sísmico es necesaria para evaluar del riesgo sísmico de manera precisa. En regiones alejadas de los bordes de placa, con mayores periodos intersísmicos, catalogar terremotos históricos resulta imprescindible. Por ello es necesario actualizar los catálogos sísmicos históricos con nueva documentación accesible y/o con informaciones arqueológicas o geológicas sobre los efectos de estos terremotos (Martínez Solares y Mezcua Rodríguez, 2002; Silva Barroso y Rodríguez-Pascua, 2014; González, 2017; Martín-González, 2018; Crespo et al., en prensa).

A día de hoy, los buscadores y repositorios digitales son herramientas muy útiles para acceder a numerosa documentación de fuentes primarias, las cuales presentan los datos sin modificaciones posteriores. Del mismo modo es posible encontrar terremotos descritos por autores coetáneos, pero que no habían sido incluidos en los catálogos sísmicos previos (Crespo et al., en prensa).

El noroeste de la Península Ibérica es una región intraplaca que se caracteriza por una sismicidad moderada, pero donde recientemente se han registrado terremotos con importantes pérdidas económicas como el evento de Mw=5.1 en

Triacastela en mayo de 1997 (Martínez-Díaz et al., 2006; Martín-González et al., 2012). Por ello, conocer los terremotos ocurridos en el pasado en dicha región ayudará a entender y anticiparse a lo que podría ocurrir en el futuro.

Este estudio se ha centrado en la búsqueda de eventos históricos en el noroeste peninsular (Galicia, Asturias, Cantabria, Castilla y León y norte de Portugal) o con epicentros no localizados claramente en estas zonas pero que podrían haberse producido en esta región. Temporalmente se ha estudiado el periodo anterior a 1755 (terremoto de Lisboa), ya que a partir de este momento se incrementó el interés científico en estos fenómenos y empezaron a recopilar catálogos más precisos (Martínez Solares y Mezcua Rodríguez, 2002).

Metodología

La base de este trabajo fue el catálogo nacional español de terremotos (Martínez Solares y Mezcua Rodríguez, 2002), recopilado por el Instituto Geográfico Nacional –IGN– agencia responsable de la red sísmica, alerta y catálogo sísmico de España (IGN, 2018). Se revisaron los terremotos con epicentro en el NO peninsular o que podrían haber afectado a dicha región. Para evitar errores en la transcripción de los textos que describían el

fenómeno, se recurrió a las fuentes originales y otras referencias antiguas que describieran el terremoto. Además se buscaron documentos que describieran nuevos terremotos históricos en la región. Muy valioso fue el trabajo desempeñado por Ces Fernández (2015), quién describió terremotos que ocurrieron o se sintieron en Galicia.

Para el proceso de búsqueda se ha revisado en torno a 158 trabajos, de los cuales 62 han sido finalmente utilizados. La búsqueda por Internet en bases de datos convencionales ha proporcionado 10 documentos, donde se hallaron 4 nuevos terremotos no catalogados y modificaron otros tres. En los términos de búsqueda se emplearon palabras, incluyendo sus raíces léxicas, como "Terremoto Histórico", "Temblor de tierra", "conmoción subterránea", "Movimiento de tierra", "sismo", "eftremec", "catástrofe" o "chronicas".

Para comparar de forma rigurosa la sismicidad histórica con la actual, se ha calculado la intensidad para aquellos terremotos en cuyas fuentes había descripciones de los efectos. Las escalas empleadas han sido la EMS-98 (Grünthal, 1998) y la ESI-07 (Michetti et al., 2007).

Resultados

Se han recogido un total de 26 terremotos históricos para en NW Peninsular, 12 de ellos ya registrados en el catálogo del IGN (Martínez Solares y Mezcua Rodríguez, 2002) y 14 de ellos nuevos (Tabla 1).

En ocasiones la dificultad de acceder a la información de referencia, dado el gran margen temporal, lleva a catalogar el evento de discutible. Ejemplo de ello son los terremotos de Covadonga 718 d.C (Asturias, 718 d.C), Castrotrafe siglo XVI, Vigo siglos XVI-XVII y Costas de Portugal 1612 (Crespo et al., en prensa).

En cuanto a la revisión de los terremotos históricos, se ha realizado sobre los eventos proporcionados por el catálogo del IGN. En total han sido revisados 130 parámetros (fecha, hora, epicentro, zona geográfica e intensidad) de los cuales 22 se han considerado correctos, es decir no ha habido modificaciones posteriores ni se ha añadido nueva información.

Tabla 1. Parámetros por cada terremoto que han sido revisados "R", modificados "M" y nuevos "N". En la columna de catálogo [1] significa catalogado por el IGN, [2] por Ces Fernández (2015) y "NUEVO" hace referencia a los terremotos catalogados por primera vez en este trabajo. * Información transcrita de Ces Fernández (2015). ** Información transcrita de Ferrão et al., (2016). Los valores en blanco indican que han sido revisados pero se desconoce la información sobre el parámetro.

Table 1. Values for each earthquake reviewed "R", modified "M" and new "N". The catalogue column [1] means catalogued by IGN, [2] by Ces Fernández (2015), and "NUEVO" refer to those catalogued for the first time in this study. * Information transcribed from Ces Fernández (2015). ** Information transcribed from Ferrão et al., (2016). The empty values were reviewed but this information is unknown.

	Catálogo	Fecha	Hora	Epicentro atribuido	Zonas geográficas	Referencias	Intensidad
Italia y Europa 217 a.C (España 196 a.C)	[1][2]	M		M	M	N	
Norte de Portugal y Galicia 63 a.C (Norte de Portugal 60 a.C)	[1][2]	M		M	M*	N	N
Portugal 30 d.C (Portugal 33 d.C)	[1][2]	M		R	M	R	N
Grandas de Salime II d.C	NUEVO	N		N	N	N	N
Galicia 451 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	
Galicia 454 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	
Covadonga 718 d.C (Asturias 718 d.C)	[1][2]	R		M	M	N	
Zamora 939 d.C (W Península Ibérica 949 d.C)	[1][2]	M	N	M	N	N	N
A Coruña 1217 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	N
Portugal 1279 d.C (Portugal 1309 d.C)	[1][2]	M*	N*	R	M*	N*	N
Coimbra 1347 d.C (França 1347 d.C)	[1][2]	R	R	M*	M*	N	N**
Burgos 1520 d.C	NUEVO	N		N	N	N	N
Oviedo 1522 d.C (Oviedo 1522 d.C)	[1]	M		R	R	N	N
Castrotrafe S XVI	NUEVO	N		N	N	N	N
Vigo siglos XVI-XVII	[2]	N*		N*	N*	N*	
Monforte de Lemos 02/03/1604 d.C	[2]	N*		N*	N*	R	N
Monforte de Lemos 31/05/1604 d.C	[2]	N*	N*	N*	N*	R	N
Valladolid 1605 d.C (León 1605 d.C)	[1][2]	R	R	M	M	R	M
Pontevedra 1608 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	
Costas de Portugal 1612 d.C	NUEVO	N		N	N	N	N
Oporto 1667 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	
Mogadouro y Freixo de Espada à Cinta 1732 d.C	[2]	N*	N*	N*	N*	N*	N
Freixo de Espada à Cinta 1733 d.C	[2]	N*		N*	N*	N*	
Torre de Moncorvo 09/05/1751 d.C (Aveiro 09/05/1951)	[1]	R		M	M	R	
Torre de Moncorvo 19/12/1751 d.C (Torre de Moncorvo 19/12/1751 d.C)	[1][2]	R	R	R	M	N*	M
Torre de Moncorvo 1752 d.C (Torre de Moncorvo 1752 d.C)	[1][2]	R		R	R	R	N

Con todos los documentos revisados y los nuevos encontrados, se han modificado 22 parámetros (Tablas 1 y 2). Concretamente en este trabajo los cambios han sido en 6 parámetros de fechas: Europa 217 a.C (España 196 a.C), Norte de Portugal y Galicia 63 a.C (Norte de Portugal 60 a.C), Portugal

30 d.C (Portugal 33 d.C), Zamora 939 d.C (W Península Ibérica 949 d.C), Portugal 1279 (Portugal 1309 d.C) y Oviedo 1522 (Oviedo 1522 d.C), 7 epicentros atribuidos: Europa 217 a.C, Norte de Portugal y Galicia 63 a.C, Covadonga 718 d.C, Zamora 939 d.C, Coimbra 1347 (França 1347 d.C),

Valladolid 1605 (León 1605 d.C) y Torre de Moncorvo 09/05/1751 d.C (Aveiro 09/05/1751 d.C) y 9 zonas geográficas donde se sintió el sismo: Europa 217 a.C, Norte de Portugal y Galicia 63 a.C, Portugal 30 d.C, Covadonga 718 d.C, Portugal 1279, Coimbra 1347, Valladolid 1605 y Torre de Moncorvo mayo y diciembre de 1751 d.C. Además, se ha modificado la intensidad en Valladolid 1605 d.C y Torre de Moncorvo de diciembre de 1751 d.C.

En total 14 terremotos son nuevos con respecto al catálogo del IGN. De Ces Fernández (2015) se han recopilado 10 eventos: Galicia 451 d.C y 454 d.C, A Coruña 1217 d.C, Vigo siglo XVI-XVII, Monforte de Lemos marzo y mayo 1604 d.C, Pontevedra 1608 d.C, Oporto 1667 d.C y Freixo de Espada à Cinta 1732 d.C y 1733 d.C. Además de estos, se han encontrado 4 nuevos terremotos que no habían sido considerados previamente: Grandas de Salime (Asturias) siglo II, Burgos 1520 d.C, Castrotorafe (Zamora) siglo XVI y costas de Portugal 1612 d.C.

En total se han añadido 62 parámetros nuevos (Tabla 2). En eventos que ya habían sido catalogados, se ha añadido nueva información. Se incluyó información sobre la hora estimada a la que podría haberse producido el evento en Zamora 939 d.C. (Crespo et al. en este volumen), Portugal 1279, Monforte de Lemos marzo y mayo 1604 y Mogadouro y Freixo de Espada à Cinta 1732. Además, se añadió información sobre las zonas geográficas donde fueron sentidos los eventos. Un ejemplo de ello es el terremoto de Torre de Moncorvo del 19/12/1751, atribuido a Aveiro por el IGN, pero que las referencias sobre los daños han llevado a considerar Aveiro como localidad afectada por el sismo. En última instancia, se han encontrado nuevas referencias para terremotos que ya habían sido catalogados, como en los terremotos de Europa 217 a.C, Covadonga 718 d.C. y Zamora 939 d.C. (anteriormente Oviedo 718 y W-peninsular 949).

	Nuevo	Revisado	Modificado
Fecha	14 (10*)	6	6(1*)
Hora	4 (3*)	3	
Epicentro atribuido	14 (10*)	5	7 (1*)
Zonas geográficas donde se sintió el sismo	15 (10*)	2	9 (3*)
Búsqueda de nuevas referencias	20(10*)	6	
Evaluación de la intensidad	15 (1**)		2

Tabla 2. Resumen de parámetros nuevos, modificados y revisados. 14(10*): de 14 parámetros 10 han sido transcritos de Ces Fernández (2015). **Información tomada de Ferrão et al., (2016).

Table 2. Overview of new, reviewed and modified values. 14(10) means of 14 values, 10 have been taken to Ces Fernández (2015). ** Information taken from Ferrão et al., (2016).*

Finalmente se ha añadido la intensidad EMS-98 y/o ESI-07 en 11 eventos ya catalogados, por el IGN o Ces Fernández, y en 4 eventos nuevos identificados en este catálogo (Tablas 1 y 2). Se ha calculado la intensidad con la escala EMS-98 en 13 eventos con intensidades entre IV (Portugal 1279 y Monforte de Lemos mayo de 1604) a X (Grandas de Salime siglo II y Torre de Moncorvo 1752). De la escala ESI 07 se han calculado 6 eventos con intensidades de VII (Torre de Moncorvo diciembre de 1751) a VIII-XI/XII (Zamora 939 d.C). Para tres eventos ha sido posible otorgar intensidad en las dos escalas (Norte de

Portugal y Galicia 63 a.C, Zamora 939 y Torre de Moncorvo diciembre de 1751).

En el noroeste peninsular los eventos posteriores a 1962 se han considerado instrumentales, al ser cuando la Red Sísmica Nacional ofrece datos instrumentales de calidad (IGN, 2018), Considerando los eventos registrados instrumentalmente las intensidades EMS-98 máximas de la región de estudio han sido: VI Zamora 1961, VI Becerreá-Sarria-Triacastela (Lugo) 1979, 1995, 1997 y V Molinaseca (León) 2006. Si estos datos se comparan con la sismicidad histórica se observa como el noroeste peninsular es una región que históricamente ha sufrido terremotos importantes, incluso de intensidades mayores a las instrumentales. Por tanto, la sismicidad que se está produciendo en la actualidad (periodo instrumental) parece comparable e incluso de menor intensidad a la registrada históricamente en esta región. Habría que considerar, sin embargo, que el periodo temporal para el catálogo histórico ha sido mayor que para el registro instrumental.

Conclusiones

La información volcada en repositorios y buscadores digitales facilita el acceso a los datos en bruto que describen terremotos, así como a identificar nuevos eventos sísmicos que no habían sido catalogados previamente.

Hasta 1755, en el noroeste peninsular se han catalogado 26 terremotos históricos. De ellos, 12 se había catalogado por IGN (Martínez Solares y Mezcua Rodríguez, 2002), 10 habían sido descritos por Ces Fernández (2015), y en este trabajo se han catalogado 4 más: Grandas de Salime (Asturias) siglo II, 1520 en Burgos 1520 d.C, Castrotorafe (Zamora) siglo XVI y costas de Portugal en 1612 d.C.

A partir de la revisión de unos 158 documentos, se han revisado 130 parámetros (fecha, hora, epicentro, zona geográfica e intensidad), siendo necesaria la modificación de 22 de ellos, tales como la fecha, el epicentro o la localización geográfica donde se sintió el terremoto. En eventos ya catalogados, se ha incluido información relativa a hora, zonas geográficas donde fue sentido y se han aportado nuevas referencias.

Por último, se ha calculado la intensidad EMS-98 y ESI-07 de 14 y 6 eventos respectivamente, otorgándose para 3 de ellos (Norte de Portugal y Galicia 63 a.C, Zamora 939 y Torre de Moncorvo diciembre de 1751) la intensidad en ambas escalas. Para la EMS-98 los valores oscilan entre IV y X, y para la ESI-07 la intensidad es entre VII y XII.

Comparándose con la sismicidad registrada instrumentalmente (desde 1962): VI en Zamora 1961, VI en Becerreá-Sarria-Triacastela (Lugo) 1979, 1995, 1997 y V en Molinaseca (León) 2006, se puede observar que el NO Peninsular históricamente ha sufrido terremotos más importantes y con mayores intensidades que los registrados en el catálogo instrumental. Sin embargo, en el catálogo histórico el periodo temporal es mayor que en el catálogo instrumental.

Agradecimientos

Nos gustaría agradecer al revisor, Álvaro González, las sugerencias y comentarios realizados que han mejorado este manuscrito. Este trabajo ha sido financiado y se ha realizado en el marco de los proyectos (MINECO-FEDER) CGL2011-14925-E y CGL2015-70970-P, además de la beca concedida por la Comunidad de Madrid del Fondo Social Europeo (PEJD-2017-PRE/AMB-3472).

Referencias bibliográficas

- Ces Fernández, B. (2015). *Los efectos del seísmo de Lisboa de 1755 sobre el patrimonio monumental de Galicia. Volumen III: Anexo. Repertorio de seísmos sentidos en Galicia entre los años 377 a.C. y 1855*. Tesis doctoral, Universidade Da Coruña, A Coruña (España), 842 pp.
- Crespo Martín, C., Martín-González, F. & Lozano-Hurtado, G. (En este volumen). Nuevos datos del terremoto del W-Peninsular 949 A.D: Zamora 939 A.D y su posible relación con las fallas sismogénicas.
- Crespo Martín, C., Martín-González F. & Lázaro-Hurtado, G. (En prensa). Revisión y ampliación del catálogo sísmico del Noroeste de la Península Ibérica (previo a 1755): implicaciones en la actividad intraplaca reciente. *Estudios Geológicos*.
- Ferrão C., Bezzeghoud, M., Caldeira, B. & Borges, J.F. (2016). The Seismicity of Portugal and Its Adjacent Atlantic Region from 1300 to 2014: Maximum Observed Intensity (MOI) Map. *Seismological Research Letters*, 87 (3): 743-750.
- González, A. (2017) The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21 (3), 435-471.
- Grünthal (1998). *European Macroseismic Scale 1998*. European Seismological Commission, Luxemburg, 101 pp.
- IGN (2018). www.ign.es/web/ign/portal/terremotos-importantes
- Martín González, F. (2018). Earthquake damage orientation to infer seismic parameters in archaeological sites and historical earthquakes. *Tectonophysics*, 724–725, 137–145.
- Martín González, F., Antón, L., Insua-Arévalo, J.M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N. & Olaiz, A. (2012). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 38, 53-69.
- Martínez Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, T., Villamor, P., Martín-González, F. & Insua-Arévalo, J.M. (2006). Seismic triggering in a stable continental área: The Lugo 1995-1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics*, 41, 440-449.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcua Rodríguez, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900)*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 256 pp.
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurpinar A., Mc Calpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y. & Roghazin E. (2007). Intensity Scale ESI 2007. En: *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia* (L. Guerrieri & E. Vittori, ed.) Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, Roma (Italy), 53 pp.
- Silva Barroso, P.G. & Rodríguez-Pascua M.A. (2014). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 352 pp



NUEVOS DATOS DEL TERREMOTO DEL W-PENINSULAR 949 A.D.: ZAMORA 939 A.D. Y SU POSIBLE RELACIÓN CON LAS FALLAS SISMOGÉNICAS

***New information about the 949 W-Iberian Peninsula
earthquake: Zamora 939 earthquake and its relationship to the
seismic faults.***

C. Crespo-Martín (1), F. Martín-González (1) y G. Lozano-Hurtado (1)

(1) Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán, s/n. 28933-Móstoles-Madrid. (1) cristina.crespo@urjc.es, fidel.martin@urjc.es, g.lozanol@alumnos.urjc.es

Resumen: El estudio de terremotos históricos permite caracterizar la sismicidad y el riesgo sísmico de una región, siendo fundamental en áreas con largos periodos de recurrencia. Dentro de la baja sismicidad registrada instrumentalmente en la cuenca del Duero, destaca Zamora con una moderada actividad sísmica 5.2 mD en 1961 y 4.4 Mw en 2003 (EMS-98 VI y V). En el catálogo del IGN aparece además un terremoto histórico del 949 asignado al W-Península Ibérica pero resulta difícil de caracterizar dada la escasez de información sobre daños producidos. En este trabajo hemos localizado el terremoto en la provincia de Zamora en 939 tras la revisión de las fuentes y de nuevos documentos que relatan dicho terremoto, proponiendo la modificación de la fecha y epicentro (1 de junio de 939 y provincia de Zamora) y se le asigna un rango de intensidad según EMS-98 entre VIII y IX. Este terremoto por su localización y similitudes con los registros de 1961 y 2003 también podría estar relacionado con fallas NNE-SSO como la del río Esla y Valderaduey pero con intensidad mayor.

Palabras clave: sismicidad, Zamora, terremoto 939, intensidad

Abstract: The study of historical earthquakes to characterize seismicity and seismic hazard of a region is essential in areas with long return periods. Despite lower instrumental seismicity recording of Duero Basin, Zamora has moderate seismic activity 5.2 mD in 1961 and 4.4 Mw in 2003 (EMS-98 VI y V). The historical 949 W-Iberian Peninsula earthquake appears within IGN catalogue, which has a difficult characterization due to minimum information about damages. In this study we made a review and completeness of the documents about this earthquake, suggesting date and epicentre modifications (on 1st June 939 and Zamora province), giving the EMS-98 intensity range of VIII-IX. Owing to the relation between 1961 and 2003 register, this earthquake could be related to NNE-SSW faults as Esla and Valderaduey River with more intensity.

Key words: seismicity, Zamora, 939 earthquake, intensity.

Introducción

La completitud del catálogo sísmico es esencial para caracterizar el riesgo sísmico en una región. Comprender el pasado sísmico de una región es la base para entender su comportamiento futuro. Por ello resulta imprescindible el estudio de los terremotos históricos presentando un papel clave especialmente en regiones intraplaca con periodos de recurrencia elevados (Mallet, 1862; Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002; Guidoboni y Ebel, 2009; González, 2016; Martín-González, 2018; Crespo et al., en prensa).

El terremoto intraplaca de la provincia de Zamora del año 939 es el objeto de estudio en este trabajo. A día de hoy la localidad de Zamora presenta una actividad sísmica moderada quedando reflejado en las series sísmicas de 1961 y 2003 (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002; Gracia-Prieto et al., 1991; Martín-González et al., 2012). El 10 de febrero de 1961 se registraron dos eventos con intensidades de V y VI (ambos de magnitud 5.2 mD) (IGN, 2018). Más reciente es la serie sísmica de Zamora de 2003 con eventos de 4.2 y 4.4 Mw (12 de enero y 23 de enero respectivamente) el último con EMS-98 IV-V.

La búsqueda de las referencias originales es básica para una correcta interpretación de los efectos de un terremoto, al contener la información del evento en bruto sin posteriores modificaciones. Hoy en día, las mejoras en los motores de búsqueda permiten un acceso más factible a la información volcada en repositorios digitales o en buscadores online convencionales. Además, el libre acceso a las referencias históricas empleadas en los catálogos nacionales otorga mayor transparencia en el análisis de los documentos (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002; Guidoboni y Ebel, 2009; Silva-Barroso y Rodríguez-Pascua, 2014).

En este trabajo se realiza una revisión y ampliación de la información sísmica sobre el terremoto de 949 asignado al W-Península Ibérica (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002). Tras la revisión de las fuentes y nuevos documentos, hemos localizado el terremoto en la provincia de Zamora en el año 939, además de asignar un rango de intensidad según las escalas EMS-98 (*European Macroseismic Scale*, 1998) y ESI-07 (*Environmental Scale Intensity*, 2007) (Grünthal, 1998; Michetti et al., 2007), lo que supone una mejora de la caracterización sísmica regional. Además se comparó con la actividad instrumental y las estructuras tectónicas que lo generan.

Metodología

La revisión y actualización del catálogo sísmico histórico conlleva la búsqueda de las fuentes originales y la comprobación del contenido de las mismas para minimizar posibles errores. Este trabajo utilizó como herramienta de consulta básica el catálogo publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en el año 2002 “*Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*” que engloba eventos hasta principios del siglo XX cuando se instalan los primeros equipos de medida sísmica (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002). A partir del mismo, se han revisado las referencias relativas al terremoto de Zamora del 939.

Las fuentes principales empleadas por el IGN al tratar dicho terremoto fueron un total de 12, accesible únicamente Galbis (1932 y 1940) y Mezcua-Rodríguez y Martínez-Solares (1983). Galbis (1932) fue la única referencia con datos sobre las fuentes originales y por tanto han sido revisadas (Fig 1).

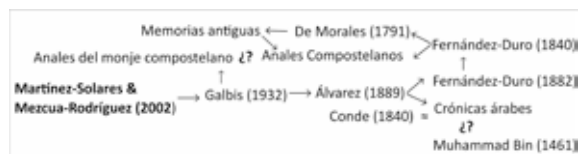


Figura 1: Referencias principales revisadas del IGN. El símbolo “¿?” hace referencia a si ambos libros son el mismo. El símbolo “≈” se refiere al parecido de los textos.

Figure 1: Main references of IGN. The sign “¿?” means both books could be the same. The sign “≈” means similarity of the texts.

La segunda parte de este trabajo se centró en la búsqueda de nuevas fuentes bibliográficas no consideradas en el catálogo sísmico del IGN. Una pieza fundamental fue el trabajo realizado por Ces-Fernández (2015) donde se encontraron los textos transcritos por Flórez (1767) de “*Chronicon Burgense (XIII-XIV)*” y “*Anales Compostelanos (XIII-XIV)*”. Además en este estudio se encontraron nuevos documentos que hacen referencia al evento.

Resultados y discusión

Para el estudio de este suceso se consultó un total de 25 documentos. El temblor de tierra fue descrito en numerosos trabajos (Cabrera, 1756; Fernández-Duro, 1882; Álvarez-Martínez, 1889; Galbis, 1932; Fernández-Prieto, 1953; Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002) aunque se encontraron discrepancias sobre los fenómenos ocurridos como un posible eclipse de Sol (Conde, 1840; Albarellos, 1919; Rodríguez-Fernández, 1998; Martín, 2009) o un incendio (Flórez, 1767; Fernández-Duro, 1882).

En cuanto a las nuevas referencias encontradas, no consideradas por el IGN, Ces-Fernández (2015) añade la referencia de Flórez (1767). En este trabajo se encontraron otras seis: Cabrera (1756), Albarellos (1919), Fernández-Prieto (1953), Rodríguez-Fernández (1998), Chías-Navarro y Abad-Balbo (2008) y Martín (2009) quien tradujo del latín “*Annales Castellani Antiquiores*” y “*Annales Castellani Recentiores (XII-XIII)*” y nos condujo hasta

“*Chronicon Sampiri (X-XI)*” la fuente bibliográfica más antigua del año 999.

Teniendo en cuenta la información proporcionada por Martínez-Solares & Mezcua-Rodríguez (2002), se realizaron modificaciones en la fecha y el epicentro. Además, se añadió información sobre la hora, zonas geográficas que sintieron el evento y rango de intensidad (EMS-98 y ESI-07).

La fecha proporcionada por el IGN es del año 949 al ser tomada de los “*Anales Compostelanos*”. Sin embargo, “*Chronicon Burgense*” (Flórez, 1767) escribió como fecha 939, libro que debido a que su relato finaliza con anterioridad, es precedente a “*Anales Compostelanos*”. Cabrera (1756), Fernández-Prieto (1953), Chías Navarro & Abad Balbo (2008) hablan del año 939 cuando se produjo un terremoto. En cuanto al día, la palabra *Calenda* (Flórez, 1767) se corresponde al día 1 de cada mes, además el autor especifica “*Sábado de Junio*”. Existe una coincidencia del día de la semana, sábado, con la fecha 1 de junio de 939 (UGR, 2018). Del mismo modo, Fernández-Prieto (1953), basado en “*Anales Compostelanos*” y “*Chronicon Burgense*” se refiere a “*terremoto del día 1º de junio del 939*”. Por ello se tomó esta fecha como válida, coincidiendo con Ces-Fernández (2015) en día y mes.

El segundo parámetro modificado en este trabajo fue el epicentro inicialmente atribuido al W de la Península Ibérica (Martínez-Solares & Mezcua-Rodríguez, 2002) pero que se situó en la provincia de Zamora. Además de ser la provincia donde se produjeron los mayores daños, son varios los autores que nombran la localidad de Zamora como afectada (Cabrera, 1756; Flórez, 1767; Fernández-Duro, 1882; Álvarez-Martínez, 1889; Albarellos, 1919; Fernández-Prieto, 1953).

Por otro lado, se añadió la hora de acuerdo a Flórez (1767) quien habla de “*hora nona*”, interpretado por Ces-Fernández (2015) como “*hora nona del sábado [≈03:00h]*”. Martín (2009) se refiere a “*la hora tercera*”. Por ello se toma como válida dicha hora.

Por último, se añadieron zonas geográficas donde se sintió el evento sísmico según Flórez (1767): Zamora (Zamora), Carrión de los Condes (Palencia), Castrojeriz (Burgos), Burgos (Burgos), Briviesca (Burgos), Santo Domingo de la Calzada (La Rioja), Pancorbo (Burgos), Belorado (Burgos) y Zaragoza (Zaragoza).

Para la evaluación del rango de la intensidad se han considerado dos escalas: EMS-98 y ESI-07.

De acuerdo a la escala **EMS-98** (Grünthal, 1998) los efectos descritos son los siguientes. Efectos en las personas: Fernández-Duro (1882) “*espantoso ruido y estremecimiento...las gentes abandonaban los pueblos y huían á los campos...nunca los hombre vieron ni oyeron cosa semejante*”, Muhammad bin (1461) “*...llenó de terror a los nuestros y los infieles...*”, Conde (1840) “*...horrorizando los ánimos de la inexperta juventud que no había visto en su vida cosa semejante.*” Efectos en los objetos y la naturaleza: Fernández-Duro (1882) “*...las aves salían de sus nidos y las fieras, espantadas, dejaban sus grutas y madrigueras, con general turbación y*

trastorno...". Efectos en edificios: Fernández-Duro (1882) "...el famoso puente construido por los romanos...mole entera de la fábrica, arrancada de cuajo de sus cimientos...el puente romano...se inclinó y cayó entero hacia el origen de la corriente, arrancado desde el cimiento...siendo la oscilación la que tumbó el puente" "El fenómeno causaría sin duda considerable daño en los edificios de la ciudad, y singularmente en los sólidos muros de Alfonso el Magno" "...debió hundirse también el puente de Ricobayo sobre el Esla...se reconocían en el fondo del río algunos pedazos enteros de los dos arcos destruidos, los que se conservaban sin haberse desprendido ninguna dovela, y la porción de pila que se conservaba en pie estaba ladeada y fuera de cimiento." "...cayeron mucho alcázares y magníficos edificios, y otros quedaron muy quebrados...", Chías Navarro & Abad Balbo (2008): "Poco queda del puente primitivo, apenas los restos de seis pilas...y de las cimentaciones de otras. También es apreciable el arranque de un par de bóvedas, que eran de cañón. Se puede observar claramente en núcleo original de mortero hidráulico y vestigios del revestimiento de sillería, que estaba formada por sillares de dimensiones muy regulares y bien labrados.", Fernández-Duro (1874) "...puente de sillería que, aunque arruinado en parte, existe hoy sobre el río Esla y llaman de Ricobayo...", Fernández-Prieto (1953): "...Para el paso del Duero existió el puente romano...algunos historiadores zamoranos atribuyen su demolición o ruina total al terremoto del día 1º de junio del 939, fundándose en los relatos de *Cronicon Burguense* y los *Anales Compostelanos*,...". En relación al efecto sobre las personas se desconoce si fueron algunos o muchos quienes corrieron y se asustaron (Grünthal, 1998), luego se describió una intensidad mínima EMS-98 de V. Sin embargo, si los animales en el exterior se asustaron (Grünthal, 1998) la intensidad mínima fue de VI. En cuanto a los daños en edificaciones se habla de daños considerables caída de dos puentes (puente romano sobre el río Duero y puente romano de Ricobayo sobre el Esla). El rango de intensidad mínima para producir la caída de edificios de vulnerabilidad C es de VIII (Grünthal, 1998). Si el edificio tuviera una vulnerabilidad D hablaríamos de una intensidad máxima de IX (Grünthal, 1998). Por tanto, se establece un rango de intensidad EMS-98 de VIII a IX.

Por otro lado, la medida de la intensidad con la escala **ESI-07** (Michetti et al., 2007) se puede observar oleaje anómalo de masas de agua: Fernández-Duro, (1882) "*Valderaduey* corría antiguamente por el sitio en que hoy se halla la Estación del ferro-carril...", "...el Valderaduey se vio obligado á torcer á la izquierda buscando desnivel para arrojarle en el Duero", "*El Duero* [...] sintió hundir su lecho por el lado de la ciudad". Estos efectos hacen referencia a un cambio temporal o permanente del cauce de los ríos (Michetti et al., 2007), cuya intensidad mínima para cambios métricos es de VII. Se hace referencia al hundimiento del lecho del Duero, siendo significativos a partir de intensidad ESI-07 VIII, necesario para desviar el cauce del Valderaduey. Por otro lado, se describe un posible tsunami: Fernández-Duro (1882) "*el mar se retiró de las costas, y desaparecieron islas y escollos*". Este efecto es diagnóstico para intensidades de IX a XII.

Otro efecto fueron movimientos de ladera y agrietamientos, Fernández-Duro (1882) "...se hundieron montes, se abrieron peñascos, y la tierra tragó pueblos y alturas...". Se trataría de un agrietamiento del sustrato rocoso, producido a partir de intensidad VIII ESI-07. Además, las caídas o desprendimientos rocosos son significativos a partir de ESI-07 de VII (Michetti et al., 2007). Por último fue sentido a unos 40.000km² (Flórez, 1767), siendo la intensidad ESI-07 de XI (Michetti et al., 2007). En definitiva, los efectos descritos llevan a establecer un rango de intensidad ESI-07 mínimo de VIII (Michetti et al., 2007). Dado que Fernández-Duro (1882) describió un tsunami, se hablaría de un rango máximo de XII, pero considerando el área afectada se estableció en ESI-07 XI. Ante la lejanía a la costa y la falta de información sobre este tsunami en otras localidades el rango de intensidad máxima quedaría establecido entre XI-XII.

En la misma región destacan dos series sísmicas instrumentales en 1961 y 2003. Serie de 1961: Se produjeron un total de siete eventos con magnitudes entre 3.9 y 5.2 mD. La serie principal se registró el 10 de febrero de 1961 con dos eventos de magnitud 5.2, (EMS-98 VI y V). Serie de 2003: La primera tuvo lugar en enero de 2003, destacando el terremoto principal de 4.4 Mw el 23 de enero de 2003 (intensidad IV-V), ubicado en Muelas del Pan (Zamora). A este evento le precedieron 22 terremotos, siendo el más importante de 4.2 Mw. En julio del mismo año comenzó la segunda secuencia con un evento el 27 de julio de 3.6 Mw (EMS-98 III). Si dichos valores se comparan con las intensidades EMS-98 calculadas en Zamora para los sismos de 1961 y 2003 con el de 939, se observa cómo el terremoto histórico del 939 fue más devastador que lo observado en los terremotos instrumentales.

Dichas series instrumentales fueron estudiadas y relacionadas con fallas NNE-SSO, en concreto con la que utiliza el río Esla en su encajamiento (Gracia-Prieto et al., 1991; Martín González et al., 2012). Por ello y debido a las similitudes en localización y efectos parece que el terremoto del 939 podría también estar relacionado con esta falla o similares fallas sinestrales NNE-SSO características del basamento del Macizo Ibérico en esta zona (Fallas del río Esla o Valderaduey) aunque con una intensidad mayor.

Conclusiones

La baja sismicidad de la Cuenca del Duero contrasta con la sismicidad moderada registrada en la región de Zamora. Ejemplo de ello son los terremotos instrumentales de 1961 (5.2 mD) y enero-julio de 2003 (4.4 y 4.2 Mw). En este trabajo se estudió un terremoto histórico catalogado al "W-Península Ibérica en 949" que, tras la revisión de las fuentes originales y nuevas publicaciones, hemos asignado a la provincia de Zamora en el año 939.

El catálogo del IGN (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002) se ha tomado de base para comenzar el estudio, buscando entre sus fuentes originales los textos en bruto que relataron el fenómeno. A estos documentos se han añadido siete nuevos documentos. A la luz de toda la documentación se han modificado fecha y epicentro

(1 de julio del 939 y provincia de Zamora), además de incluirse el dato de hora (3:00h) y regiones geográficas afectadas por el sismo: Zamora (Zamora), Carrión de los Condes (Palencia), Castrojeriz (Burgos), Burgos (Burgos), Briviesca (Burgos), Santo Domingo de la Calzada (La Rioja), Pancorbo (Burgos), Belorado (Burgos) y Zaragoza (Zaragoza).

La descripción de algunos efectos ha permitido el cálculo de la intensidad de acuerdo a las escalas EMS-98 y ESI-07. El resultado en la escala EMS-98 fue un rango entre VIII y IX, mientras que para la ESI-07 el rango puede estar entre VIII y XI/XII. El resultado en ambos casos es superior a la intensidad de los eventos de 1961 y 2003. Por otro lado, dichas series fueron relacionadas con fallas NNE-SSW que definen el encajamiento del río Esla (Gracia-Prieto et al., 1991; Martín-González et al., 2012). El terremoto histórico del 939 también podría relacionarse con esta u otras fallas sinestrasales de igual dirección que regionalmente caracterizan el Macizo Ibérico (Falla del río Esla o Valderaduey) (Martín-González et al., 2012).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado y se ha realizado en el marco del proyecto (MINECO-FEDER) CGL2015-70970-P, además de la beca concedida por la Comunidad de Madrid del Fondo Social Europeo (PEJD-2017-PRE/AMB-3472).

Referencias bibliográficas

- Albarellos, J. (1919). *Efemérides burgalesas, prologo por Eloy García de Quevedo*. Burgos (España).
- Álvarez Martínez, U. (1889). *Historia general civil y eclesiástica de la provincia de Zamora*. Zamora (España).
- Cabrera, M. (1756). *Explicacion physico-mechanica de las causas del temblor de tierra*. Sevilla (España), 55 pp.
- Ces Fernández, B. (2015). *Los efectos del seísmo de Lisboa de 1755 sobre el patrimonio monumental de Galicia. Volumen III: Anexo. Repertorio de seísmos sentidos en Galicia entre los años 377 a.C. y 1855*. Tesis doctoral, Universidade Da Coruña, A Coruña (España), 842 pp.
- Chías Navarro, P. & Abad Balbo, T. (2008). La construcción del territorio: caminos y puentes en Castilla y León. En: *Historia de las Obras Públicas en Castilla y León: Ingeniería, Territorio y Patrimonio*. CICCIP Junta de Castilla-León, Valladolid (España), 299-414.
- Conde, J.A. (1840). *Historia de la dominación de los árabes en España, sacada de varios manuscritos y memorias arábigas*. París (Francia), 336 pp.
- Crespo Martín, C., Lázaro-Hurtado, G. & Martín-González, F. (En prensa). Revisión, recopilación y ampliación del catálogo sísmico del Noroeste de la Península Ibérica (previo a 1755): implicaciones en la actividad intraplaca reciente.
- De Morales, A. (1791). *Crónica general de España que continuaba Ambrosio de Morales, cronista del Rey Nuestro Señor Don Felipe II*. Tomo VIII, Madrid.
- Fernández Duro, C. (1874). Antigüedades romanas de la provincia de Zamora. *La ilustración Española y Americana*, 16, 246-247.
- Fernández Prieto Domínguez, E. (1953). *Nobleza de Zamora*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 915 pp.
- Fernández Duro, C. (1882). Terremoto en el siglo X. *La ilustración española y americana*, 46, 367-368.
- Flórez, E. (1767). *España sagrada: theatro geographico-historico de la iglesia de España. Continuacion de las memorias de la santa iglesia de Tuy y coleccion de los chronicones pequeños publicados e ineditos de la historia de España*. Madrid (España), 444 pp.
- Galbis Rodríguez, J. (1932). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W y paralelos 45° y 25° N*. Instituto Geográfico y Catastral, 1, 807 pp.
- Galbis Rodríguez, J. (1940). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W y paralelos 45° y 25° N*. Instituto Geográfico y Catastral, 2, 277 pp.
- González, A. (2016) The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21 (3), 435-471.
- Gracia Prieto, F.J., Moreno, F. & Nozal, F. (1991). Neotectonics and associate seismicity in northwestern Duero Basin. *Monografías-Instituto Geográfico Nacional*, 14 (8), 255-267.
- Grünthal (1998). *European Macroseismic Scale 1998*. European Seismological Commission, Luxemburg, 101 pp.
- Guidoboni, E. & Ebel, J.E. (2009). *Earthquakes and Tsunamis in the Past: A Guide to Techniques in Historical Seismology*. Cambridge University Press, 590 pp.
- IGN (2018) www.ign.es/web/ign/portal/sis-area-sismicidad
- Mallet, R. (1862). *Great Neapolitanian Earthquake of 1857. The First Principles of Observational Seismology*. Chapman and Hall, London, 831 pp.
- Martín González, F., Antón, L., Insua-Arévalo, J.M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N. & Olaiz, A. (2012). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 38, 53-69.
- Martín González, F. (2018). Earthquake damage orientation to infer seismic parameters in archaeological sites and historical earthquakes. *Tectonophysics*, 724-725, 137-145.
- Martín, J.C. (2009). Los Annales Castellani Antiquiores y Annales Castellani Recetiores. En: *Territorio, sociedad y poder*. Oviedo (España), 203-226.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcua Rodríguez, J. (2002). *Catálogo sísmico de la península ibérica (880 a.C. - 1900)*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 256 pp.
- Mezcua Rodríguez, J. & Martínez Solares, J. M. (1983). *Sismicidad del área Iberomogrebi*. Instituto Geográfico Nacional, 301 pp.
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurpinar A., Mc Calpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y. & Roghazin E. (2007). Intensity Scale ESI 2007. En: *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia* (L. Guerrieri & E. Vittori, ed.) Servizio Geologico d'Italia - Dipartimento Difesa del Suolo, Roma (Italy), 53 pp.
- Muhammad bin Abd al-Munim al-Himyari (1461). *Kitab al-Rawd al-Mitar*.
- Rodríguez Fernández, J. (1998). *Ramiro II, rey de Leon*. Burgos (España), 303 pp.
- Silva Barroso, P.G. & Rodríguez-Pascua M.A. (2014). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 352 pp.
- UGR (2018) www.ugr.es/~eaznar/conversorFecha.htm



EVOLUCIÓN DE LA SISMICIDAD EN EL NW PENINSULAR DESDE LA PRIMERA EDICIÓN DE IBERFAULT 2010 *Evolution of the seismicity NW of Iberian Peninsula since 2010 IBERFAULT first edition*

C. Crespo-Martín (1), F. Martín-González (1) y N. Heredia (2)

(1) Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán, s/n. 28933-Móstoles-Madrid. cristina.crespo@urjc.es, fidel.martin@urjc.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Oviedo. c/ Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo

Resumen: El NW peninsular es una región intraplaca de sismicidad moderada y anormalmente alta para esta región del Macizo Ibérico. Esta sismicidad fue revisada y presentada en la primera edición de Iberfault, pero ¿cómo ha sido desde entonces?, ¿ha disminuido/aumentado? ¿Ha migrado? Para estudiar la evolución de dicha sismicidad se ha analizado el periodo desde el 27 de agosto de 2011 hasta el 22 de noviembre de 2016. Los resultados muestran que la sismicidad se ha mantenido principalmente localizada en las mismas zonas. La distribución de magnitud y profundidad es muy similar entre ambos periodos, aumentando en el número de eventos de mayores magnitudes (entre 2-3 Mw) y de mayor profundidad (20-25 km).

Palabras clave: NW Península Ibérica, sismicidad, análisis estadístico

Abstract: The NW of Iberian Peninsula is an intraplate region of moderate seismicity and unusually high for the Iberian Massif. This seismicity was studied and reported to the first Iberfault edition, nevertheless, how was it since then? Has it decreased?, Has it moved?. To study the seismicity evolution, we have made a regional analysis from 27 August 2011 to 22 November 2016. The results show similar locations of regional seismicity. The magnitude and depth trend are so similar between the two moments, raise the number of larger magnitude (2-3 Mw) and the deep of the earthquake (20-25 Km).

Key words: NW Iberian Peninsula, seismicity, statistical analysis

Introducción

El noroeste de la Península Ibérica es una región intraplaca que se caracteriza por una moderada sismicidad, pero anormalmente alta en relación al resto del Macizo Ibérico (Martínez-Díaz et al., 2006; Martín-González et al., 2012). A pesar de ello, estos terremotos de intensidad moderada tienen una importante implicación en la peligrosidad y riesgo sísmico regional (Benito et al., 2007). A pesar de que el reconocimiento de las estructuras tectónicas asociadas es muy difícil, debido a la escasez de depósitos Mesozoicos y Cenozoicos (Martín-González et al., 2012), este tipo de estudios es imprescindible para estudiar la evolución de la sismicidad y para caracterizar la actividad tectónica reciente.

El objetivo de este trabajo es estudiar la sismicidad que se ha registrado desde la primera edición de Iberfault y de esta forma comparar la sismicidad que había sido estudiada desde el año 1347 hasta el 27 de agosto de 2011 con la sismicidad producida a partir de esa fecha. Esta sismicidad fue estudiada y presentada en la primera edición de Iberfault (Martín-González et al., 2012), pero ¿cómo ha sido desde entonces esta sismicidad?, ¿ha disminuido?, ¿ha migrado? Para una comparación de periodos y registros similares se ha realizado una comparación con el periodo justamente anterior (2 de junio de 2006 hasta el 27 de agosto de 2011). También para una mejor caracterización de la evolución sísmica, se ha realizado una estadística descriptiva general de la magnitud y un análisis estadístico preliminar de toda la región y de series concretas.

Metodología

Los datos sísmicos utilizados provienen del Catálogo Sísmico Nacional realizado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Especialmente los datos

cubren Galicia, Asturias, Cantabria, Castilla y León y norte de Portugal (latitud 40.3, 45.07 y longitud -3.1, -10.4) (Fig 1). Temporalmente se ha estudiado desde el 28 de agosto de 2011, límite analizado por Martín-González et al., (2012) hasta el 23 de noviembre de 2016 (1914 días). Además, para poder comparar periodos de tiempo similares (Fig 2a y 2b), se ha comparado el periodo inmediatamente anterior, es decir del 2 de junio de 2006 al 27 de agosto de 2011 (1914 días).

Para comparar los datos de magnitud mbLg (L) se realizó una homogeneización de las magnitudes a Magnitud Momento (Mw), empleándose las fórmulas de la actualización de los mapas de peligrosidad sísmica (IGN-UPM, 2013).

Posteriormente se realizó una representación espacial de eventos sísmicos anteriores y posteriores al 28 de agosto de 2011 (Fig 1). Además, se representó el número de eventos acumulado por magnitud y profundidad para ambos periodos (Fig 2a y 2b) y el número de eventos registrados por mes desde 2011 al 2016 (Fig 3), este último desglosado en meses con sismicidad anómala (Fig 3a, 3b y 3c). Del mismo modo, se realizó una representación de la energía liberada acumulada en función del tiempo (Fig 2c). Finalmente se realizó un análisis estadístico descriptivo (Fig 2d).

Para una mejor caracterización regional, se ha realizado un análisis estadístico preliminar para toda la región a estudio en el periodo 2011-2016 (Tabla 1). Se ha realizado un análisis estadístico (Tabla 1) para las series de Triacastela-Becerreá-Baralla (Lugo) de enero de 2013 y noviembre de 2015, Vinhais (Portugal) y Porto de Son (A Coruña) oct-2013 a dic-2014 y abr-2015 a sep-2016. Debido a los pocos registros, la serie de Vila Verde de noviembre de 2015 no ha podido ser analizada estadísticamente.

En el análisis estadístico preliminar se ha empleado la Ley de Gutenberg-Richter ($\log_{10}N(\geq m)=a-bm$) estudiando el b-valor. Para ello se ha empleado el método de Máxima Verosimilitud, utilizado en otras secuencias estadísticas como en Torreperogil-Sabiote (Jaén) 2012-2013 (Yazdi et al., 2017) o en Irán 2010-2011 (Mohammadi et al., 2017). Para estimar Magnitud de Completitud (M_c), se ha empleado el método de máxima curvatura al ser uno de los más utilizados (Gómez-Espada, 2015). Por otro lado, en la Ley de decaimiento de Omori ($n(t)=k(t+c)^{-p}$) se ha analizado el p-valor. Para ambas leyes, se ha empleado el programa Z-MAP.

Comparativa hasta 2011

En términos generales es posible observar como los eventos registrados actuales (Fig 1) se localizan en

las áreas donde los registros previos ya marcaban sismicidad (Martín-González et al., 2012). Ejemplo de ello es cómo la sismicidad en la Falla de Ventaniella se mantiene con pequeños terremotos asociados a su traza (López-Fernández et al., 2016). Excepcionalmente se identifican regiones donde la sismicidad ha disminuido como en Zamora y la localidad de Chaves (Portugal) (Fig 1). Se observa el caso contrario en la localidad de Vinhais, donde no había registro sísmico previo pero que se ha producido en los últimos años. Por último se observan migraciones de sismicidad en Porto do Son (La Coruña) y en Vila Verde (Portugal) (Fig 1).

Resulta destacable como se registra menor sismicidad a partir de 2011 que la registrada previamente (Fig 1). Sin embargo el margen temporal entre ambos periodos es muy diferente.

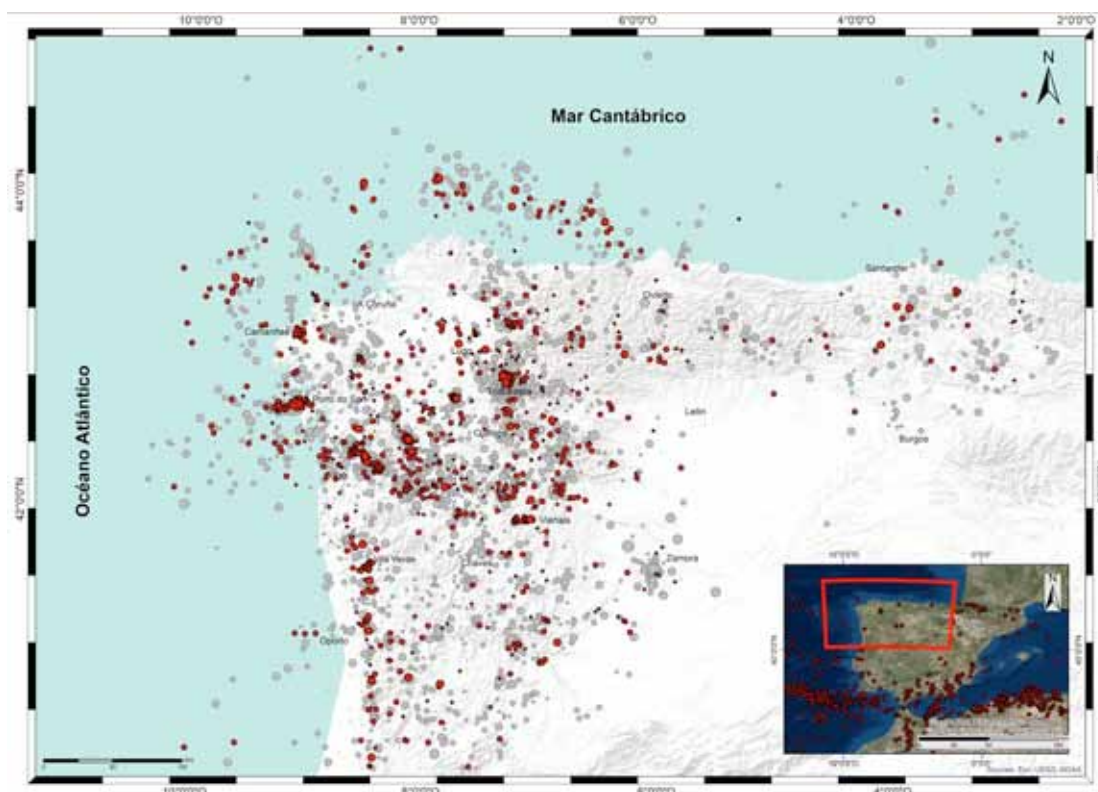


Figura 1. Sismicidad en el noroeste peninsular. Los puntos en gris muestran los terremotos anteriores al 28 de agosto de 2011 y en color rojo los posteriores. Datum ETRS-89.

Figure 1. Seismicity in the Northwest of Iberian Peninsula. We show previous earthquake of August, 23rd 2011 in grey color and following in red. ETRS-89 datum.

En lo que se refiere a la magnitud, anteriormente a 2011, el 90% de los terremotos presentan magnitudes menores de 3.5 mb (Martín-González et al. 2012). Este dato es muy similar a lo estudiado a partir de 2011 con un 99% de eventos.

En cuanto a la profundidad, un 97% de la sismicidad se concentra en la parte superior de la corteza (entre 0 y 15 km) para el periodo anterior al 2011, valor por encima al 81% para el periodo de 2011 a 2016.

Si se comparan los resultados de la Figura 2b con los que obtuvieron Martín-González et al. (2012) se puede observar un cambio en el rango de M_w dominante, siendo hasta 2011 de entre 1 y 1.5, mientras que a partir de 2011 ha sido de 2 a 2.5. Por otro lado, es posible observar una mayor tendencia a producirse eventos en profundidades de 5 a 10 km

(Fig. 2b), aunque habría que considerar la diferencia en las escalas temporales estudiadas. Por ese motivo se comparan seguidamente dos periodos de cinco años iguales.

Comparativa con el periodo 2006-2011

Para poder realizar un análisis de datos comparables desde el punto de vista temporal y teniendo en cuenta que no ha habido variación en el número ni posición de sismógrafos, se hará una comparativa con los eventos ocurridos entre el 2 de junio de 2006 y el 27 de agosto de 2011 (Fig 2a). En las Figuras 2a y 2b se observa una tendencia similar en cuanto a la distribución del número de eventos por magnitud, disminuyendo ligeramente los terremotos registrados: 1433 de 2006 a 2011 y 1176 eventos de 2011 a 2016. En términos porcentuales, el número

de eventos de magnitudes 2 a 2.5 Mw (48,3%) y de 2.5 a 3 Mw (16,2%) se ha incrementado ligeramente con respecto al periodo anterior de 2006 a 2011 (45,2% de 2-2.5 Mw y 12,6% de 2.5-3 Mw). Del mismo modo ha disminuido el número de eventos de 1.5 a 2 Mw, del 38,7% de 2006 a 2011 al 30,3% de 2011 a 2016 (Fig 2a y Fig 2b). En definitiva, se habría producido un ligero aumento en el número de eventos de magnitudes mayores (entre 2-3 Mw) y disminución en la frecuencia de eventos de menor magnitud (1.5-2 Mw).

En el análisis estadístico descriptivo de la magnitud (Fig 2d) se observa como las magnitudes de 2006-2011 oscilan entre 1 y 4.4 Mw, muy similares a las estudiadas entre 2011-2016 (1.1 Mw y 3.8 Mw). La magnitud media para ambos periodos es casi idéntica (2.1 y 2.2 Mw). Considerando el análisis de la frecuencia de eventos mensual (Fig 2d), los valores son de entre 10 y 44 (del 2006 al 2011) y de 3 a 52 del 2011 al 2016. La media en 2006-2011 es de 22.05 terremotos al mes, mientras que de 2011 a 2016 es de 17.3 eventos. Con estos datos se hablaría de una sismicidad muy similar en intensidad pero algo menos frecuente.

Si se comparan las profundidades de la Figura 2b (2011 a 2016) con respecto a la Figura 2a (2006 a 2011) se observa una distribución igual de los eventos, existiendo una disminución en el número de eventos de 0-5 km (51,2% al 39,2%) y un aumento del número de eventos con profundidades 20 a 25 km (de 4,2% al 8,0%).

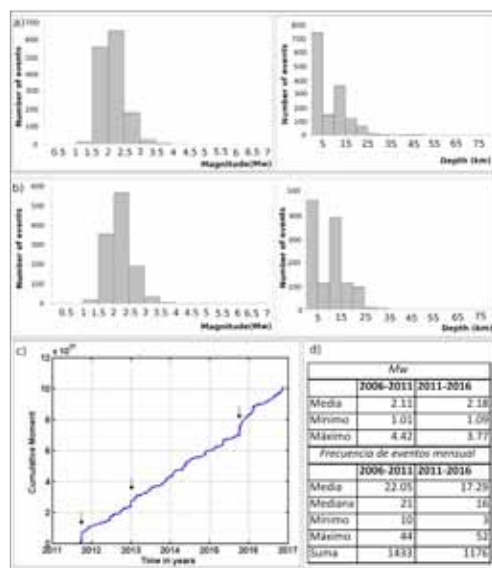


Figura 2. a) Histograma número de eventos 2006-2011 frente a magnitud (izquierda) y frente a profundidad (derecha). b) Histograma número de eventos 2011-2016 frente a magnitud (izquierda) y frente a profundidad (derecha). c) Energía liberada desde 2011 a 2016. Con flechas los principales periodos de liberación energética. d) Estadística descriptiva de 2006 a 2011 y de 2011 a 2016.

Figure 2. a) Histogram of number of events 2006-2011 vs magnitude (left) or vs depth (right). b) Histogram of number of events 2011-2016 vs magnitude (left) or vs depth (right). c) Energy released from 2011 to 2016. Arrows show the main liberation of energy. d) Descriptive statistic from 2006 to 2011 and from 2011 to 2016.

Características sismicidad 2011-2016

Se aprecian tres grandes periodos de liberación energética, en octubre de 2011, en enero de 2013 y a finales del año 2015 (Fig. 2c). En la representación espacial del primero, se presenta una sismicidad de tipo disperso. En enero del año 2013, tanto temporal como energéticamente, es posible observar la serie de Triacastela-Becerreá-Baralla. Entre octubre y noviembre de 2015 se produjo un aumento de la energía liberada, que parece coincidir con el evento de 3.8 Mw ocurrido al NW del Atlántico pero cuya representación espacial revela un evento aislado. Además en noviembre de 2015 se registra la serie de Triacastela-Becerreá-Baralla y la serie en Vila Verde (Portugal).

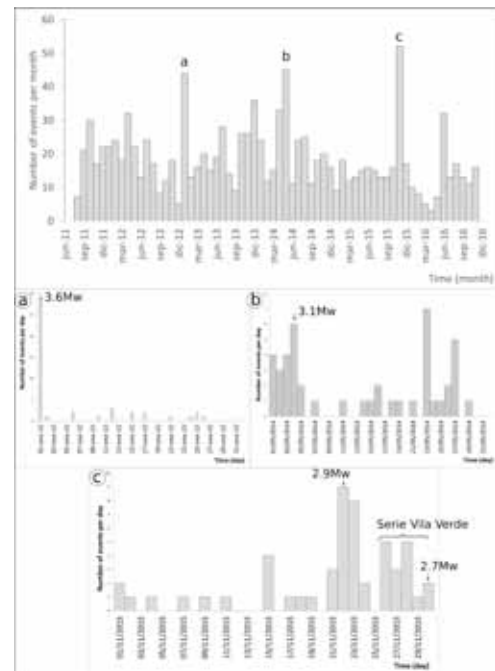


Figura 3. Evolución sismicidad mensual 2011-2016. 1) Evolución diaria enero 2013 (terremoto principal serie Triacastela-Becerreá-Baralla, 3.6 Mw). 2) Evolución diaria mayo de 2014 (terremoto principal, serie Vinhais, 3.1 Mw). 3) Evolución diaria noviembre de 2015 (terremoto principal, serie Triacastela-Becerreá-Baralla, 2.9 Mw y serie Vila Verde, 2.7 Mw).

Figure 3. Monthly seismicity evolution from 2011 to 2016. 1) Daily evolution of January 2013 (main earthquake Triacastela-Becerreá-Baralla serie, 3.6 Mw). 2) Daily evolution of May 2014 (main earthquake Vinhais serie, 3.1 Mw). 3) Daily evolution of November 2015 (main earthquake Triacastela-Becerreá-Baralla serie 2.9 Mw and Vila Verde serie, 2.7 Mw).

Por encima del valor medio de 16 eventos (Fig 2d), cabe destacar tres grandes aumentos de sismicidad (Fig 3). El primero (44 eventos) correspondería con el mes de enero de 2013, donde se produjeron 33 eventos en 15 días, presentando una magnitud máxima de 3.6 Mw (Fig 3a). El segundo aumento en mayo de 2014 (45 eventos) se centra principalmente en la serie de Vinhais del 25 de abril al 5 de mayo de 2014, produciéndose un total de 32 eventos con magnitudes entre 1.8 a 3.1 Mw (Fig 3b). El aumento más importante de la sismicidad (52 eventos) es en noviembre de 2015, coincidiendo con dos series. La primera de ellas es la serie de Triacastela-Becerreá-Baralla de noviembre de 2015 que produjo un total de 23 eventos el mayor de ellos de 2.9 Mw. La

segunda secuencia correspondería a la localidad de Vila Verde (Portugal), muy próxima a la ciudad de Braga, con una duración de 5 días y 13 eventos de magnitudes entre 1.8 y 2.7 Mw (Fig 3c).

El análisis estadístico regional de la Ley de Gutenberg-Richter revela un alto b-valor, con una magnitud de completitud de 2.3 Mw (1.47 con un error de 0.07), mientras que el a-valor ha sido de 6.07 (Tabla 1).

Tabla 1. Variables análisis estadístico Ley de Gutenberg-Richter y Ley de Omori-Utsu.

Table 1. Parameters of statistical analysis of Gutenberg-Richter law and Omori-Utsu laws.

Nombre	Fecha	b-valor	Mc	p-valor
Nw Peninsular (regional)	28/08/2011 a 23/11/2016	1.47±0.07	2.3	
Becerreá-Baralla	Dic-2012 a ene-2013	1.7±0.5	2.3	0.94±0.16
Porto de Son	oct-2013 a dic-2014	1.64±0.3	2.3	0.62±0.17
Vinhais	abril-2014 a may-2014	1.79±0.5	2.3	
Porto de Son	abr-2015 a sep-2016	1.24±0.2	2.3	0.57±0.13
Becerreá-Baralla	Noviembre 2015	1.28±0.3	1.8	1.18±0.26

Atendiendo a las series analizadas (Vinhais, Porto do Son y Triacastela-Becerreá-Baralla), para este periodo la sismicidad se podría caracterizar por un alto b-valor (1.7, 1.64, 1.79, 1.24 y 1.28 respectivamente), coincidiendo con el valor obtenido para la región (Tabla 1). En términos generales las series presentan un bajo p-valor (0.94, 0.62 y 0.57 respectivamente) y una Mc de 2.3Mw, igual que la Mc regional. Resulta excepcional la serie de noviembre de 2015 de Triacastela-Becerreá-Baralla, al presentar un alto p-valor (1.18) y una Magnitud de completitud inferior al resto de las series (1.8 Mw).

Conclusiones

La moderada sismicidad del NW peninsular, parece mantenerse hasta nuestros días localizada en las mismas áreas (Fig. 1), con una disminución de sismicidad en Zamora y Chaves (Portugal), un aumento en Vinhais (Portugal) y migrando en Porto do Son (A Coruña) y Vila Verde (Portugal).

Comparándola con la sismicidad del periodo anterior a 2011 (Martín-González et al. 2012), donde más del 90% de los eventos presentaban magnitudes inferiores a 3.5 mb, el periodo 2011-2016 es muy similar, con un 99% de eventos en este rango. En cuanto a la profundidad, continúan siendo en su mayoría eventos de entre 0 y 15 km (81% anteriores a 2011 frente al 97% en 2011-2016). La comparativa de los histogramas de magnitud y profundidad (Fig 2b) lleva a algunas diferencias en las tendencias generales debido al diferente margen temporal considerado.

Por ello, considerando un margen temporal similar, en el que engloba de 2006-2011 habría aumentado ligeramente el número de eventos de magnitudes mayores (entre 2-3 Mw), disminuyendo la frecuencia de eventos de menor magnitud (1.5-2 Mw) (Fig 2a y Fig 2b). En cuanto a la frecuencia del número de eventos es bastante similar, de 10 a 44 eventos de 2006-2011 frente a 3 a 52 de 2011 a 2016. La media mensual del número de eventos disminuye de 22.05 a 17.3. Por tanto se estaría observando una tendencia similar pero con una ligera disminución en el número de eventos mensual. A pesar de las

similitudes entre las tendencias relativas a la profundidad (Fig 2a y Fig 2b) se observa un aumento de eventos a profundidades de 20-25 Km.

Desde el punto de vista de la frecuencia mensual y de la energía acumulada, es posible apreciar varios periodos con una sismicidad por encima de la media. En octubre de 2011 la sismicidad es dispersa, en enero de 2013 ocurrió la serie de Triacastela-Becerreá-Baralla, finales de 2013 coincidiendo con la serie de Porto do Son, abril y mayo de 2014 correspondiente a la serie de Vinhais y en octubre noviembre de 2015 donde se produjeron las segundas series de Triacastela-Becerreá-Baralla y Porto do Son (A Coruña).

El análisis estadístico reveló un alto b-valor y un bajo p-valor con una Mc de 2.3 Mw (Tabla 1). La serie de noviembre de 2015 fue excepcional con un alto b-valor y p-valor, además de una Mc inferior (1.8 Mw).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado y se ha realizado en el marco del proyecto (MINECO-FEDER) CGL2015-70970-P y además de la beca concedida por la Comunidad de Madrid del Fondo Social Europeo (PEJD-2017-PRE/AMB-3472).

Referencias bibliográficas

- Benito, B., Capote, R., Murphy, P., Gaspar-Escribano, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Stich, D., García-Mayordomo, J., García Rodríguez, M.J., Jiménez, M.E., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez Gómez, J.A., Canora, C. (2007). An overview of the Daming and Low Magnitude Mw 4.8 La Paca earthquake on 29 January 2005: Context, Seismotectonics, and Seismic risk implications for Southeast Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97 (3), 671-690.
- Gómez-Espada, Y. (2015). *Análisis de parámetros sísmicos de dos series ocurridas en el sur y este de España*. Trabajo fin de grado, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid (España), 90 pp.
- IGN-UPM. (2013). *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012*. Ed Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 pp.
- López-Fernández, C., Olona, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., Pulgar, J.A. (2016). Caracterización de la actividad sísmica en el sector meridional de la Falla de Ventaniella. *IX Cong. Geol. Esp.*, Huelva (España). Geo-Temas, 16.
- Martín-González, F., Antón, L., Insua-Arévalo, J.M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N. & Olaiz, A. (2012). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 38, 53-69.
- Martínez Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, T., Villamor, P., Martín-González, F., Insua-Arévalo, J.M. (2006). Seismic triggering in a stable continental area: The Lugo 1995-1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics*, 41, 440-449.
- Mohammadi, H., Bayliss, T.J., Nekouei, G. (2017). Seismogenesis and earthquake triggering during the 2010-2011 Rigan (Iran) earthquake sequence. *Journal of African Earth Sciences*, 126, 84-95.
- Yazdi, P., Hainzl, S., Gaspar-Escribano, J.M. (2017). Statistical analysis of the 2012-2013 Torreperogil-Sabiote seismic series, Spain. *Journal of Seismology*, 21, 705-717.



ANÁLISIS DE LA VELOCIDAD DE ONDAS SÍSMICAS EN LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE PENÍNSULA IBÉRICA) A PARTIR DE ENSAYOS DOWN-HOLE Y TESTIFICACIÓN ACÚSTICA

Analysis of the velocity of seismic waves within the Alhama de Murcia Fault (SE Iberian Peninsula) from Down-hole seismic test and acousting logging

J.M. Insua-Arévalo (1), J.J. Martínez-Díaz (1,2), M.J. Jurado (3), E. Aracil (1,4), U. Maruri (4), A. Rivera (4), M. Tsige (1), D. Jiménez-Molina (1), E. Rodríguez-Escudero (5), J.A. Álvarez-Gómez (1), C. Canora (5), J. Alonso-Henar (1), J. García-Mayordomo (6), P. Herrero-Barbero (1)

- (1) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 12. 28004-Madrid. insuarev@ucm.es
- (2) IGEO-Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC). Universidad Complutense de Madrid.
- (3) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, C.S.I.C., Barcelona.
- (4) Análisis y Gestión del Subsuelo, s.l. c/ Luxemburgo, 4, portal 1, oficina 4 28224-Pozuelo de Alarcón (Madrid)
- (5) Dept. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- (6) Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid.

Resumen/resumo: El terremoto de Lorca de 2011 generó aceleraciones más altas de las esperadas debido a un fenómeno de directividad, condicionado por la velocidad de propagación de la ruptura cosísmica en relación a la velocidad de las ondas de cizalla (V_s). En este trabajo se analizan los datos de dos tipos de ensayos realizados en el sondeo de investigación FAM-1, que atraviesa la *fault gouge* (FG): (1) testificación geofísica de velocidad de ondas acústicas (onda completa), y (2) ensayo down-hole (DH). La FG muestran valores de velocidades propias de rocas muy blandas o suelos rígidos. Dentro de la FG se observa una marcada anisotropía, con velocidades de propagación V_p más elevadas según la dirección de la zona de cizalla que aquellas según buzamiento. Los valores de V_s se encuentran por debajo de los 1000 m/s. Si además se considera la anisotropía, esto implicaría valores de V_s tan bajas como 680 ± 25 m/s para las ondas de cizalla que viajan según buzamiento.

Palabras clave: velocidad de ondas sísmicas, anisotropía, fault gouge, Falla de Alhama de Murcia

Abstract: The Lorca earthquake (2011) generated larger ground acceleration than expected because of a directivity phenomenon. Directivity is influenced by the relationship between the velocity of the propagation of the coseismic rupture and the velocity of the shear waves (V_s). In this work, data from two different tests that were carried out inside the research borehole FAM-1 are analysed: (1) full waveform acoustic logging, and (2) Down-hole seismic testing. The FAM-1 borehole was drilled through more than 100 m of the fault gouge of the fault (FG). The FG shows low velocities, typical of a very weak rock or a stiff soil. A remarkable anisotropy in the velocity can be also observed within the FG, with higher velocities for V_p along the fault strike than those along fault dip. V_s values have been calculated below 1000 m/s. If we consider the anisotropy, the FG may have V_s as low as 680 ± 25 m/s propagating along dip.

Key words: seismic wave velocity, anisotropy, fault gouge, Alhama de Murcia Fault.

Durante el terremoto de Lorca de 2011 se produjeron numerosos daños debido a las elevadas aceleraciones asociadas a un pulso de movimiento NW-SE en la localidad de Lorca, situada al SW de la zona de ruptura en la Falla de Alhama de Murcia (FAM), coherente con un proceso de directividad hacia el SW de la ruptura (López Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012).

La relación entre la velocidad de propagación de la rotura cosísmica a lo largo de un plano de falla y la de las ondas de cizalla condicionan la sacudida del medio circundante, tanto en lo que se refiere a la intensidad como a la orientación preferente. Cuando la ruptura se propaga preferentemente en una sola dirección, la mayor parte de la energía liberada en forma de ondas elásticas se propaga en un solo frente, lo que produce un efecto *doppler* que favorece la generación de pulsos de movimiento fuerte que suelen ser perpendiculares al plano de

falla debido a la polarización de la onda S en el plano (Somerville et al., 1997). Este proceso es favorecido e intensificado cuando la velocidad de propagación de la ruptura a largo de la falla se acerca a los valores de la V_s . Por tanto, cualquier factor que pueda producir modificaciones en la V_s a lo largo de una zona de falla puede tener implicaciones importantes en el tipo de movimiento del suelo cercano a la falla.

Con este trabajo se pretende explorar la posibilidad de que la geometría de la fábrica tectónica de roca de falla (fault gouge, FG) bien desarrollada en la zona epicentral (Rodríguez-Escudero, 2017), y en especial su anisotropía mecánica, pueda condicionar la propagación de la ruptura y las ondas sísmicas asociadas a la misma. Por ello en este trabajo se realiza un análisis de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas dentro de la zona de cizalla asociada a la FAM.

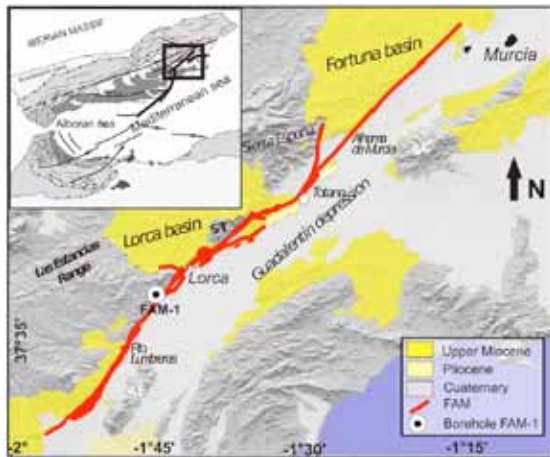


Figura 1: Localización del sondeo FAM-1 sobre la Falla de Alhama de Murcia.

Figure 1. Location of the borehole FAM-1 on the Alhama de Murcia Fault.

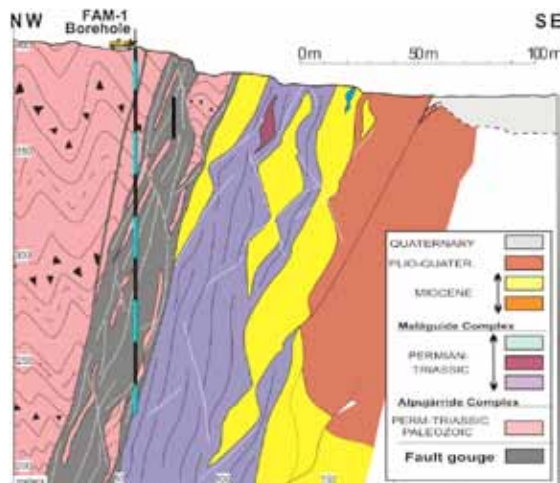


Figura 2: Corte esquemático de la zona de falla de la FAM atravesada por el sondeo FAM-1.

Figure 2. Sketch profile through the fault zone of the FAM drilled by the borehole FAM-1.

Para alcanzar estos objetivos se han realizado varios ensayos en el sondeo de investigación FAM-1 (Martínez-Díaz et al., 2016). Este sondeo alcanzó más de 170 m de profundidad, perforando más de 100 m de FG (Fig. 1).

Se trata de un sondeo vertical ubicado en el bloque de techo de la FAM formado principalmente por esquistos alpujárrides, alterados en los metros más superficiales (Fig. 2 y 3). Los esquistos se ven localmente cortados por niveles decimétricos de FG. A partir de los ~70 m la FG es la litología

predominante, aunque incorpora fragmentos métricos de esquistos que en profundidad disminuyen de tamaño.

Se han realizado dos tipos de ensayos en el sondeo: (1) testificación geofísica con sonda acústica, y (2) ensayo *down-hole* (D-H).

(1) La testificación geofísica acústica (Log) se realizó con una sonda acústica de onda completa que proporciona un perfil continuo de las velocidades de ondas P y S con muestreo cada 5 cm hasta los 140 m de profundidad a lo largo del sondeo sin entubar. Debido a las condiciones del sondeo en el tramo comprendido entre 100 y 120 m la calidad del registro se vio afectada y los datos adquiridos no son de calidad aceptable (Fig. 3).

En el perfil de ondas P y S se distingue con claridad la diferencia de velocidades del protolito esquistoso, más altas, y la FG, más bajas. Dentro del protolito, se observa una tendencia a aumentar la V_p con la profundidad hasta los 38-40 m, desde donde cambia para mostrar una tendencia decreciente de velocidad hasta los 73 m, donde comienza a aparecer la FG de manera predominante, asociado a un cambio de velocidad notable. La V_s también muestra esta misma tendencia aunque no es tan marcada. El tramo de velocidad decreciente, entre los 38-73 m, representaría la zona de daño del protolito en el bloque de techo. Esto implica un tramo de unos 35 m de longitud de sondeo, lo que equivale (teniendo en cuenta que la zona de falla tiene un buzamiento de 70° hacia el NW) a 12 m de espesor de zona de daño.

Para la caracterización del protolito se ha considerado como representativo el tramo entre los 30 m y los 55 m. En este tramo "sano" el protolito presenta valores de $V_p = 3400 \pm 393$ m/s y de $V_s = 1762 \pm 63$ m/s (± 1 desviación estándar). Esto implica una relación V_p/V_s de $1,93 \pm 0,15$ para el protolito sano. Estos valores son coherentes con los obtenidos en otros macizos rocosos esquistosos.

La FG muestra valores medios de $V_p = 1741 \pm 73$ m/s y de $V_s = 959 \pm 25$ m/s para el tramo homogéneo entre los 98 y 136 m de profundidad. Esto implica una relación V_p/V_s de $1,82 \pm 0,09$ para la FG. Los valores bajos de V_p son característicos de materiales rocosos de baja resistencia, propios de un comportamiento intermedio entre roca y suelo (Keçeli, 2012). Este comportamiento intermedio ha sido también observado en los parámetros resistentes obtenidos en ensayos realizados sobre probetas del sondeo FAM-1 (Rodríguez-Soto et al., 2017).

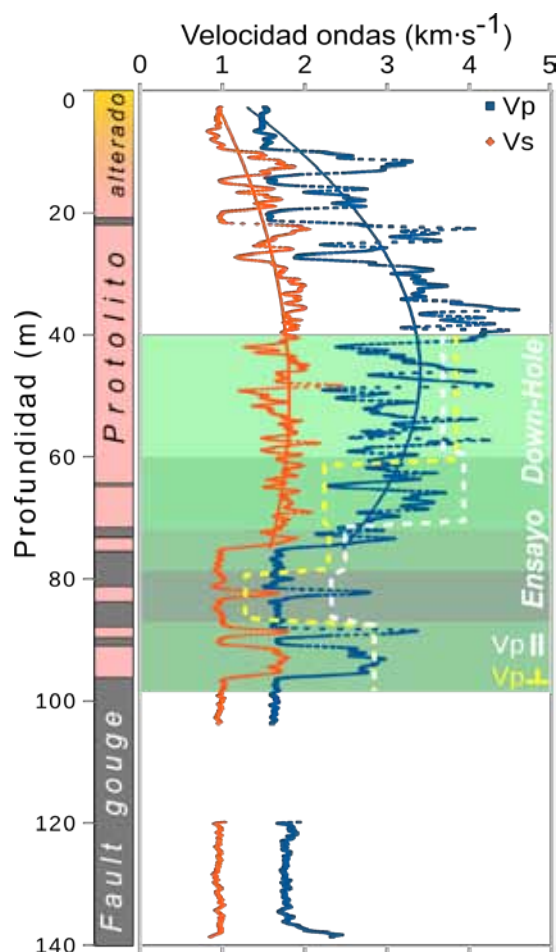


Figura 3: Distribución en profundidad de la velocidad de ondas P (azul) y S (rojo) a lo largo del sondeo FAM1. Se muestra la línea de tendencia (cuadrática) de velocidades en el protolito. En verde se marca el tramo en el que se realizó el ensayo down-hole, y las V_p obtenidas: \parallel : según dirección de la falla (en blanco); \perp : según buzamiento (en amarillo).

Figure 3. Depth distribution of P (blue) and S (red) wave velocity along the FAM-1 borehole. Trend line (2nd order polynomial equation) of the velocities are shown in the country rock. Green marks the section in which the down-hole test was carried out, and the V_p obtained: \parallel : along fault strike (white); \perp : along fault dip (yellow).

(2) El ensayo D-H se realizó en el sondeo FAM-1 con el objetivo de conocer la anisotropía en la velocidad de las ondas debida a la disposición espacial y geométrica de la fábrica de la FG. Normalmente este método solo se ensaya sobre una viga, pero con el objetivo de conocer dicha anisotropía se dispusieron dos vigas (Viga VA y Viga VB) (Fig. 4) para realizar el golpeo en dos posiciones perpendiculares entre sí con respecto al sondeo. La viga VB se situó en la dirección del sentido de buzamiento de la zona de falla, mientras que la viga VA se situó cuasi-paralela a la dirección. Por problemas constructivos la viga VA no pudo ser colocada perfectamente paralela, aunque los resultados se consideran suficientemente representativos.

El ensayo D-H se realizó entre los 40 y los 98 m de profundidad con una medida cada 2 m para tres golpes por emplazamiento: uno vertical, y dos horizontales. El golpeo vertical con martillo se realiza para obtener la señal de onda P, mientras que los

horizontales están destinados al registro de ondas S. La señal registrada para las ondas S no ha permitido determinar con un mínimo de fiabilidad la velocidad de los medios atravesados. Las ondas P, por el contrario, sí fueron registradas con suficiente fiabilidad, por lo que el análisis se realiza para estas ondas.

En el ensayo D-H se han definido cinco tramos de velocidad constante (Fig. 3 y Tabla 1). En general, se observa como la $V_{p\parallel}$ es mayor que la $V_{p\perp}$ en todos los tramos excepto en el primero (40-60 m). Este tramo, aun estando ya en la zona de daño deducida de los datos obtenidos en el Log, aun estaría controlado por la fábrica de los esquistos, que es perpendicular a la de la FG. En el tramo 60-70 se produce una fuerte caída de la $V_{p\perp}$, lo que indicaría una notable fracturación acorde con la orientación de la falla, mientras la $V_{p\parallel}$ se mantiene más o menos constante propagándose por los esquistos. A partir de aquí, los tres siguientes tramos se encuentran dentro de la FG, siendo el tramo intermedio el de velocidades más bajas. Este tramo (78-86 m) se corresponde con un marcado predominio de FG, mientras que el anterior y posterior presentan fragmentos significativos del protolito esquistoso.

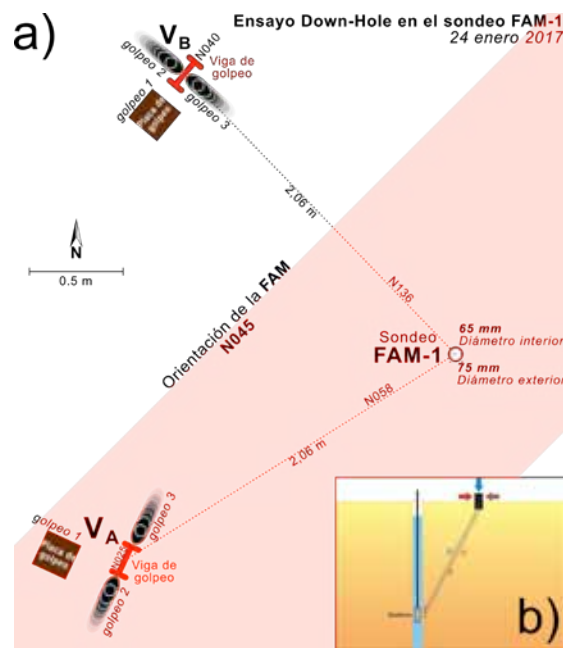


Figura 4: Ensayo down-hole realizado en el FAM-1. a) Disposición en planta de las vigas y placas de golpeo respecto al sondeo en relación a la orientación de la falla. b) Esquema vertical de golpeo con martillo y ondas registradas en el geófono.

Figure 4. Down-hole test performed in FAM-1. a) Map view sketch of the beams and hitting plate disposition regarding the hole in relation to the fault gouge orientation. b) Hammer striking setup and waves registered by the geophone in vertical section.

En la Tabla 1 se comparan las velocidades obtenidas en el D-H con aquellas obtenidas como el promedio de los mismos tramos del Log. Los valores de V_p obtenidos por ambos métodos son bastante coherentes, incluido el tramo 78-86 m, con predominio de FG pero que contienen fragmentos de protolito, por lo que la velocidad obtenida integra las velocidades de ambas litologías. La relación entre V_s

y V_p para los diferentes tramos considerados varían entre 1,61 y 1,85, con una correlación no lineal que se ajusta a la expresión: $V_s = 1,13 \cdot V_p^{0,913}$.

Con el objetivo de analizar la anisotropía de la FG, se han comparado las V_p obtenidas según dirección y según buzamiento de la FG del tramo 78-86 m en el ensayo D-H (Tabla 1). Así, se ha obtenido un factor de anisotropía para la $V_p \parallel / V_p \perp$ en la FG de 1,82. Si asumimos este mismo factor para la V_s en la FG en sus tramos con mínimo contenido en restos de protolito podemos determinar las velocidades según dirección y según buzamiento. Así, el valor de $V_s = 959 \pm 25$ m/s obtenido en el Log para la FG representaría la media de los extremos máximo y mínimo, según dirección (\parallel) y según buzamiento (\perp), respectivamente. Esto implica una $V_{s\parallel} = 1238 \pm 25$ m/s y una $V_{s\perp} = 680 \pm 25$ m/s.

Los bajos valores de V_s de la FAM facilitarían fenómenos de directividad. La cinemática inverso-direccional de la FAM, con cabeceos del vector de deslizamiento cercanos a 45° , también son favorables a que la alineación de la dirección de propagación de la ruptura con la dirección de deslizamiento en el plano produzca efectos asociados a la directividad en zonas a cierta distancia del epicentro o incluso fuera de la zona de ruptura de la falla (Somerville et al., 1997). Estos resultados ponen de manifiesto la importancia que pueden llegar a tener los efectos de amplificación de la sacudida sísmica por cercanía a la fuente (*near-source effects*) y la relevancia de considerar ecuaciones de predicción del movimiento fuerte que contemplen estos efectos en los cálculos de peligrosidad sísmica de las poblaciones localizadas a lo largo de la falla de Alhama de Murcia.

Agradecimientos: Este trabajo se ha financiado con el proyecto del Plan Nacional INTERGEO CGL2013-47412-C2-1-P. Los autores agradecen la revisión realizada por el

Dr. José Luis Granja que ha mejorado la calidad de la comunicación.

Referencias bibliográficas

- Keçeli, A., 2012. Soil Parameters Which Can Be Determined With Seismic Velocities. *Jeofizik* 17–29. <https://doi.org/10.102/jeofizik-1011-31>
- López Comino, J.Á., De, F., Mancilla, L., Stich, D., Morales, J., 2012. Directividad y propiedades de la ruptura finita del terremoto de Lorca, 2011. *Boletín Geológico y Min.* 123, 431–440.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F., Rodríguez-Peces, M.J., 2012. Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (M w 5,2) y sus efectos superficiales. *Bol. Geol. y Min.* 123, 441–458.
- Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Tsige, M., Rodríguez-Escudero, E., Jurado, M.J., Alonso-Henar, J., Crespo, J., Jiménez-Molina, D., Moratalla, J.M., Rodríguez-Péces, M.J., Álvarez-Gómez, J.A., Pérez-López, R., Alvaro, M., Capote, R., 2016. FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *Geotemas* 16, 579–582.
- Rodríguez-Escudero, E., 2017. Implicaciones de la Estructura Interna de una Zona de Falla Activa en la Génesis de Terremotos. Universidad Autónoma de Madrid.
- Rodríguez-Soto, P., Tsige, M., Insua-Arevalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Escudero, E., Jiménez Molina, D., 2017. Caracterización geotécnica y geomecánica de la "fault gouge" de la falla activa de Alhama de Murcia. *Geogaceta* 62, 7–10.
- Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W., Abrahamson, N.A., 1997. Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity. *Seismol. Res. Lett.* 68, 199–222. <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.199>

Tabla 1. Valores de velocidad de ondas obtenidas en los ensayos D-H y Log para tramos comunes.
Table 1. Values of wave velocities obtained from D-H and PS-Log tests for common sections.

		Datos Down-hole			Datos Log		
		V_p (m/s)				V_s (m/s)	V_p/V_s
	Prof. (m)	Viga A \parallel	Viga B \perp	media ($\pm 1\sigma$)	media ($\pm 1\sigma$)	media ($\pm 1\sigma$)	media ($\pm 1\sigma$)
Protolito	40 - 60	3663	3805	3734 ± 71	3176 ± 492	1717 ± 208	1,85 $\pm 0,51$
	60 - 70	3902	2229	3065 ± 836	3082 ± 322	1768 ± 112	1,74 $\pm 0,29$
Fault gauge	70 - 78	2474	2265	2370 ± 148	2235 ± 504	1388 ± 336	1,61 $\pm 0,75$
	78 - 86	2308	1265	1787 ± 738	1780 ± 302	1040 ± 197	1,71 $\pm 0,61$
	86 - 98	2812	2832	2822 ± 14	2229 ± 542	1331 ± 317	1,61 $\pm 0,81$
		Anisotropía máx. = 1,82			$V_s = 1,13 \cdot V_p^{0,913}$		

\parallel → Velocidad según dirección \perp → Velocidad según buzamiento



SESIÓN 6

PELIGROSIDAD Y RIESGO SÍSMICO



MAPAS PARA AYUDAR A LA TOMA DE DECISIONES DESPUÉS DE UN TERREMOTO MEDIANTE LA GEODESIA ESPACIAL

Supporting Decision-Making after an earthquake using space geodesy

M. Béjar-Pizarro (1), J.A. Álvarez Gómez (2), A. Staller (3), R. Pérez-López (1), O. Monserrat (4), J.P. Galve (5), J.J. Martínez Díaz(2), R.M. Mateos (1), G. Herrera (1)

(1) Área de Riesgos Geológicos. IGME-Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003. SPAIN. m.bejar@igme.es, r.perez@igme.es, g.herrera@igme.es, rm.mateos@igme.es

(2) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain; jaalvare@ucm.es; jmdiaz@ucm.es

(3) Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid, Spain; a.staller@upm.es (4)

(4) Centre Tecnològic de les Telecomunicacions de Catalunya (CTTC/CERCA), 08860 Castelldefels, Barcelona, Spain; oriol.monserrat@cttc.es (O.M)

(5) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avda. del Hospicio, s/n, 18010 Granada, Spain; jpgalve@ugr.es

Resumen/resumo: En este estudio proponemos una metodología para generar mapas de las fallas potencialmente activadas después de un terremoto. Estos mapas están dirigidos a usuarios no expertos encargados de gestionar la situación posterior al seísmo. La metodología consiste 1) en la estimación de la fuente sísmica a partir de datos de geodesia espacial (datos de interferometría radar y GNSS) y 2) cálculo del cambio de esfuerzos de Coulomb en las fallas activas cercanas a la fuente sísmica. Para el mapa final, que consiste en una versión simplificada de los resultados de este análisis, se ha utilizado un código semáforo con tres posibles valores que informan del nivel de verosimilitud (alta, media o baja) de que una falla haya sido activada por el terremoto. Hemos aplicado esta metodología en el terremoto de Ecuador de abril de 2016 (M_w 7.8). Discutimos los resultados preliminares de este análisis y el potencial y limitaciones de esta metodología.

Palabras clave: *interferometría radar, GPS, terremotos, cambios de esfuerzos.*

Abstract: *In this study we propose a methodology to generate maps of faults potentially activated after an earthquake aimed at non-expert users in charge of managing the post-earthquake situation. The methodology consists of 1) estimation of the seismic source from spatial geodesy (radar interferometric and GNSS data) and 2) calculation of the Coulomb stress change in active faults in the vicinity of the earthquake. For the final map, consisting on a simplified version of the results of this analysis, a "traffic light code" has been used with three possible values (high, medium or low) that represent the seismic activity likelihood of the fault activation. We apply this methodology to the April 2016, M_w 7.8 Ecuador earthquake. We discuss the preliminary results of this analysis and the potential and limitations of this methodology.*

Key words: *radar interferometry, GPS, earthquakes, stress changes.*

Los terremotos afectan a la corteza que tienen alrededor y cambian su estado de esfuerzos, lo que puede activar o disparar sismicidad en fallas o segmentos cercanos (Freed, 2005). El criterio de esfuerzos estáticos de Coulomb permite explicar algunos de estos procesos: por ejemplo, la ocurrencia de réplicas o la rotura de segmentos adyacentes (King et al., 1994, Lin y Stein, 2004).

Uno de los factores principales que determinan la distribución/patrón del cambio de esfuerzos de Coulomb es la distribución de deslizamiento sobre el plano de falla del terremoto. Hoy en día, gracias a técnicas de la geodesia espacial como interferometría radar y GNSS, se puede observar con gran precisión y amplia cobertura espacial el área de deformación producido por un terremoto y modelizar la fuente sísmica (Béjar-Pizarro et al. 2010, Vigny et al. 2011, Elliot et al. 2016).

En este trabajo planteamos una metodología para crear mapas de las fallas que se pueden haber activado después de un terremoto, dirigidos a un

usuario final no experto. La metodología consiste en los siguientes pasos (ver Figura 1):

- 1) Procesado de datos InSAR y GPS antes y después del terremoto para estimar el campo de deformación cosísmica.
- 2) Estimación de la fuente sísmica a partir de los desplazamientos de la superficie del terreno estimados a partir de datos InSAR y GPS.
- 3) Recopilación de fallas activas sobre las que se estimará el cambio de esfuerzos
- 4) Estimación del cambio de esfuerzos de Coulomb
- 5) Mapas finales: simplificación de los mapas de esfuerzos de Coulomb en un solo mapa utilizando un código semáforo. La escala de color (rojo, amarillo y verde) informa del nivel de verosimilitud de que la falla haya sido activada. Los tres valores posibles corresponden a los siguientes valores del incremento de esfuerzos de Coulomb (ΔCFS):

- Bajo (verde): $\Delta CFS < 0.1$ bar
- Medio (amarillo): $0.1 < \Delta CFS < 1$ bar
- Alto (rojo): $\Delta CFS > 1$ bar

Estos umbrales se han elegido en base a valores publicados en la bibliografía: el valor inferior de ΔCFS (0.1 bar) se ha utilizado comúnmente como umbral para mostrar áreas donde se disparan réplicas después de un terremoto (e.g. Ziv & Rubin, 2000; Bowman & King, 2001; Lasocki et al., 2009) mientras que el valor superior (1 bar) se ha asociado a situaciones claras de disparo de terremotos (e.g. Toda & Enescu, 2011, Toda et al., 2011). En todo caso, no hay un consenso sobre cuales son los valores exactos de cambios de esfuerzos asociados a la activación de una falla, por lo que el valor exacto de estos intervalos se ha determinado teniendo en cuenta la bibliografía y nuestro criterio experto. Estos límites son susceptibles de ser modificados si el usuario final así lo considera conveniente basado en su propia experiencia en el uso de estos mapas.

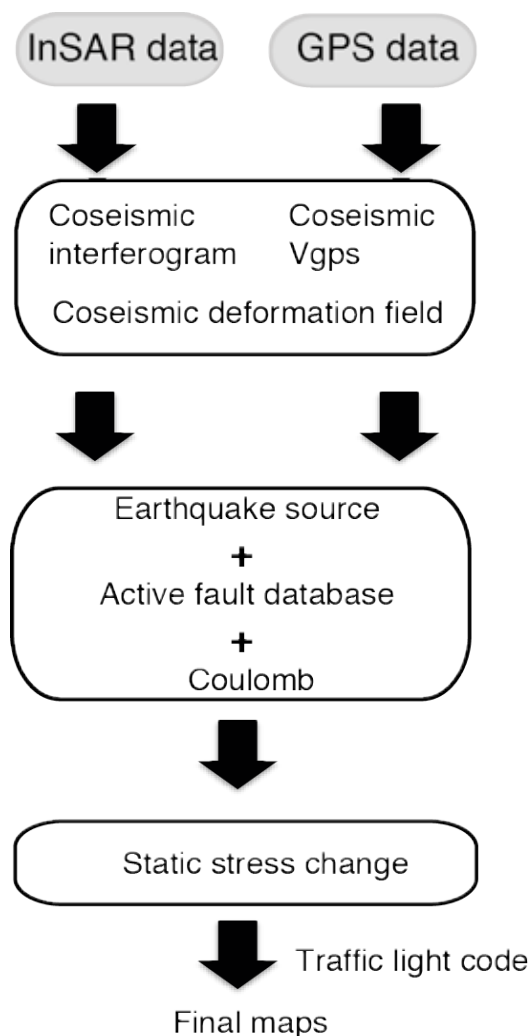


Figura 1: Diagrama de flujo de la metodología propuesta
Figure 1. Flow chart of the proposed methodology

Para ilustrar la metodología, mostramos un ejemplo de aplicación al terremoto de Ecuador de Mw 7.8 que tuvo lugar el 16 de abril de 2016. Este terremoto rompió un segmento de ~ 100 km de la interfase de subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica (Nocquet et al. 2016, Ye et al. 2016), que convergen en esta zona a 55 mm/yr (Kendrick et al., 2003). La figura 2 muestra los desplazamientos de la superficie del terreno medidos mediante datos

InSAR y GPS cosísmicos del terremoto de Ecuador. El interferograma cosísmico, realizado mediante la cadena de procesamiento interferométrico del CTTC (<http://geomatics.cttc.es/remote-sensing/>), es el resultado de combinar dos imágenes del satélite Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea con fechas 12 de Abril de 2016 y 24 de Abril de 2016. El máximo desplazamiento de la superficie del terreno en el interferograma cosísmico, en la línea de vista entre el satélite y el suelo (flecha blanca en la figura 2), es de 80 cm de movimiento alejándose del satélite.

Los desplazamientos de la superficie del terreno cosísmicos GNSS se han estimado utilizando los datos de 28 estaciones de la Red GNSS de Monitoreo Continuo del Ecuador (REGME) y han sido procesados utilizando el programa Bernese GPS Software versión 5.0 (Dach et al., 2007). Los máximos desplazamientos de la superficie del terreno se han registrado en la estación PEEC, con cerca de 70 cm de movimiento horizontal y 17 cm de subsidencia.

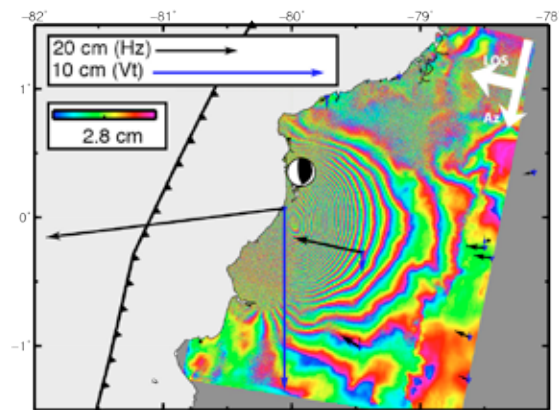


Figura 2: Interferograma cosísmico enrollado. Las franjas corresponden a 2.8 cm de desplazamiento de la superficie del terreno en la dirección suelo-satélite (representada por la flecha blanca denominada LOS). Los desplazamientos de la superficie del terreno estimados mediante datos GNSS cosísmicos están representados por las flechas negras (Hz, horizontal) y azules (Vt, vertical).

Figure 2. Coseismic interferogram. Each fringe represents 2.8 cm of line-of-sight displacement (indicated by the white arrow labelled LOS). Black and blue arrows represent GNSS horizontal (Hz, black arrows) and vertical (Vt, blue arrows) displacements.

Para modelizar la fuente sísmica, se han invertido los desplazamientos de la superficie del terreno estimados mediante datos InSAR y GPS, utilizando como geometría de la subducción el modelo global de zonas de subducción de Hayes et al. (2012) e invirtiendo la distribución de deslizamiento sobre el plano de falla siguiendo el procedimiento de Béjar-Pizarro et al. (2010). El resultado de la inversión se muestra en la figura 3: la paleta de color representa la cantidad de deslizamiento sobre el plano de falla (la interfase de subducción). El deslizamiento cosísmico sobre la interfase se produjo a lo largo de 100 km entre las profundidades 13 y 30 km y tuvo un momento geodésico equivalente a una Mw de 7.77, similar al momento sísmico (Mw 7.8).

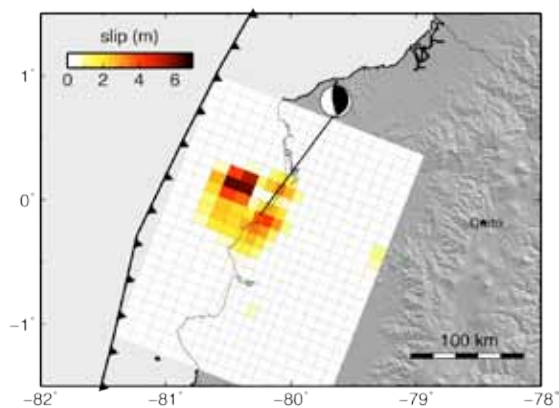


Figura 3: Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla del terremoto resultado de la inversión conjunta de los datos InSAR y GPS.

Figure 3. Slip distribution on the subduction interface obtained from the inversion of InSAR and GNSS data.

A partir de este modelo de fuente se ha estimado el mapa de esfuerzos de Coulomb sobre las fallas activas del catálogo de Chunga (2010). Primero las 278 fallas de este catálogo se han clasificado de acuerdo a su orientación en 6 familias y luego se ha estimado el cambio de esfuerzos de Coulomb en cada una de esas familias.

Estos mapas deben interpretarse en términos de aumento del potencial de ocurrencia de nuevos terremotos, pero la ocurrencia o no depende del estado del sistema previo al terremoto.

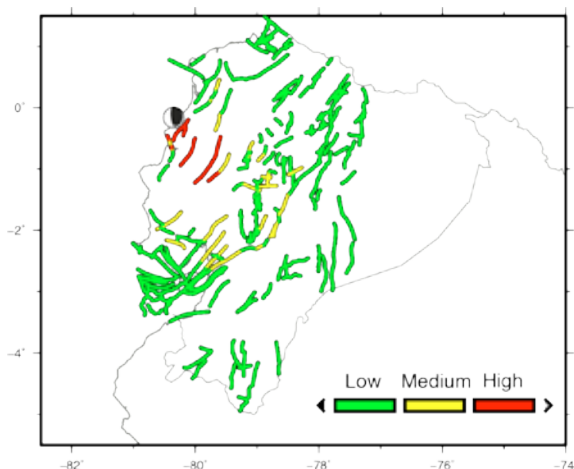


Figura 4: Mapa de trazas de fallas activas de Ecuador (Chunga, 2010) potencialmente activadas por el terremoto de Ecuador de 2016. La escala de color indica el nivel de verosimilitud de que la falla haya sido activada debido al cambio de esfuerzos de Coulomb inducido por el terremoto

Figure 4: Map of seismic activity likelihood on active faults of Ecuador. Coloured segments correspond to fault traces from Chunga (2010).

Gracias a los datos radar de los satélites Sentinel-1, proporcionados por la Agencia Espacial Europea de forma abierta y gratuita y que cubren el planeta con una frecuencia de adquisición de 6-12 días, esta metodología se puede aplicar a cualquier terremoto del mundo.

Una de las principales limitaciones de la metodología propuesta reside en la demora con la que están disponibles los datos radar, normalmente varios días

después del terremoto. Para solventar esto, se pueden hacer mapas preliminares utilizando para generar la fuente sísmica el mecanismo focal, que se publican poco tiempo después del terremoto (entre minutos y horas después). Esto permite obtener una primera versión que puede actualizarse posteriormente utilizando una fuente más robusta, cuando los datos InSAR y GPS estén disponibles.

Por otro lado, la disponibilidad de una base de fallas activas fiable (e.g. the Quaternary Active Faults Database of Iberia, <http://info.igme.es/qafi/>) es crucial para la aplicación de esta metodología. El principal factor que determina la calidad del mapa final es la fiabilidad y completitud de la base de fallas. Por ejemplo, la existencia de fallas no cartografiadas pueden resultar en el disparo de terremotos "inesperados", como fue el caso del terremoto de Christchurch (Steacy et al. 2014). La fiabilidad de los mapas mejorará a medida que mejore el conocimiento y caracterización de las fallas activas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Comisión Europea, Directorate-General Humanitarian Aid and Civil Protection (ECHO) en el marco del proyecto ECHO/SUB/2015/718679/Prev02 y por el Ministerio de Economía y Competitividad en el marco de los proyectos INTERGEOSIMA (CGL2013-47412) y Proyectos

ACTIVESTEP (CGL2017-83931-C3): QUAKESTEP (1-P) + 3GEO(2-P) + GEOACTIVA (3-P).. Agradecemos al Instituto Geográfico Militar de Ecuador que nos haya proporcionado los datos GNSS y a la Agencia Espacial Europea por proporcionar los datos Sentinel-1.

Referencias bibliográficas

- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., S. Barrientos, F. Bondoux, S. Bonvalot, J. Campos, D. Comte, J. B. de Chabaliér, O. Charade, A. Delorme, G. Gabalda, J. Galetzka, J. Genrich, A. Nercessian, M. Olcay, F. Ortega, I. Ortega, D. Remy, J. C. Ruegg, M. Simons, C. Valderas & C. Vigny (2010). Asperities, barriers and transition zone in the North Chile seismic gap: State of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophys. J. Int.* 183, 390-406, doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x
- Bowman, D. D., & King, G. C. P. (2001). Stress transfer and seismicity changes before large earthquakes. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(9), 591-599. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01677-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01677-9)
- Chunga, K. (2010). Terremoti crostali e zonazione sismica dell'Ecuador attraverso l'integrazione dei dati geologici, sismologici e morfostrutturali. PhD thesis
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P. & Meindl, M., (2007). Bernese GPS Software Version 5.0. Astronomical Institute. University of Berne.
- Elliott, J.R., Walters, R.J. & Wright, T.J.(2016). The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes, *Nature Communications*, 7:13844, doi: 10.1038/ncomms13844
- Freed, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 335-367. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505>
- Hayes, G. P., Wald, D.J. & Johnson, R. L. (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone

- geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, J.R., Brooks, B., Vargas, R.B., Loria, E. & Souto Fortes, L.P. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.* 16 (2), 125–131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2).
- King, G. C. P., et al. (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 935-953.
- Lasocki, S., Karakostas, V. G., & Papadimitriou, E. E. (2009). Assessing the role of stress transfer on aftershock locations. *Journal of Geophysical Research*, 114, B11304. <https://doi.org/10.1029/2008JB006022>
- Lin J. & Stein, R.S. (2004). Stress interaction in thrust and subduction earthquakes. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2003JB002607
- Nocquet, J.M. et al. (2017). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake, *Nature Geoscience*, vol 10
- Stacy, S.; Jiménez, A.; Holden, C. (2014). Stress triggering and the Canterbury earthquake sequence *Geophys. J. Int.* (2014) 196, 473–480, doi: 10.1093/gji/ggt380
- Toda, S., & Enescu, B. (2011). Rate/state Coulomb stress transfer model for the CSEP Japan seismicity forecast. *Earth, Planets and Space*, 63(3), 171–185. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.01.004>
- Toda, S., Stein, R. S., & Lin, J. (2011). Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophysical Research Letters*, 38(15), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL047834>
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.C, Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Béjar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R. et al.. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* 332, 1417-1421, doi: 10.1126/science.1204132
- Ye, L., Kanamori, H., Avouac, J.P., Li, L., Cheung, K.F., & Lay, T. (2016) The 16 April 2016, MW 7.8 (MS 7.5) Ecuador earthquake: A quasi-repeat of the 1942 MS 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 MS 8.6 Colombia–Ecuador earthquake, *Earth and Planetary Science Letters* 454, 248-258, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.006>
- Ziv, A., & Rubin, A. M. (2000). Static stress transfer and earthquake triggering: No lower threshold in sight? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6), 13631–13642. <https://doi.org/10.1029/2000JB900081>



¿CÓMO MODELIZAR LAS FALLAS COMO FUENTES INDEPENDIENTES EN EL CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD? UN DEBATE ABIERTO

How to model faults as independent sources in seismic hazard assessment? An open debate

B. Benito, J. M. Gaspar-Escribano, A. Rivas y A. Staller

E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, c/ Mercator 2, Campus Sur, 28031 Madrid.
jorge.gaspar@upm.es

PREFERENCIA DE PRESENTACIÓN: ORAL

Resumen: Este trabajo plantea cuestiones referentes al uso de fallas como fuentes sísmicas independientes en el cálculo de la peligrosidad sísmica, analizando las dificultades que se presentan en el momento actual debido, esencialmente, a la carencia de metodologías suficientemente probadas en relación con los métodos clásicos. El objetivo es suscitar un debate que lleve a soluciones de consenso entre geólogos, sismólogos e ingenieros, con el fin de optimizar el uso de la información tectónica y cinemática de las fallas activas en aplicaciones de ingeniería sísmica.

Palabras clave: Peligrosidad sísmica, Fuentes tipo falla, método determinista, método probabilista.

Abstract: This work raises questions regarding the use of faults as independent seismic sources in the calculation of seismic hazard, analysing the difficulties that arise at the present time due, essentially, to the lack of sufficiently proven methodologies in relation to classical methods. The objective is to provoke a debate that leads to consensus solutions among geologists, seismologists and engineers, in order to optimize the use of tectonic and kinematic information of active faults in seismic engineering applications.

Key words: Seismic hazard, sources "Type fault", deterministic, probabilistic approach

1. INTRODUCCIÓN

Las fallas activas son, indudablemente, las fuentes reales de terremotos en la corteza. Sin embargo, su incorporación en el cálculo de la peligrosidad sísmica no es hoy por hoy una tarea trivial, debido a la carencia de los datos requeridos para modelizarlas apropiadamente, así como de metodologías suficientemente probadas. Los métodos clásicos de cálculo de peligrosidad se fundamentan, esencialmente, en dos modelos alternativos:

- 1) Modelos zonificados, con fuentes *tipo zona*, también conocidos como modelos de zonas sismogénicas, dentro de las cuales se considera la sismicidad aleatoriamente distribuida espacial y temporalmente, lo que supone adoptar un potencial sísmico uniforme dentro de cada zona. En estos se basa el método clásico zonificado, MCZ, propuesto por Cornell (1968) y Esteva (1969), de uso generalizado en las 4 últimas décadas.
- 2) Modelos no zonificados, que consideran directamente la localización de los sismos pasados y aplican funciones de suavizado, así como correcciones por falta de completitud, para obtener aproximaciones a posibles distribuciones de terremotos en el futuro. Entre estos métodos, el más empleado es el propuesto por Woo (1996).

En cualquier caso, ninguno de esos modelos considera explícitamente la geometría y cinemática de las fallas, por lo que el impacto de éstas, siendo las fuentes sísmicas reales, queda de alguna forma eclipsado en los resultados del cálculo de peligrosidad. Dichos resultados son los valores de

parámetros del movimiento esperado por sismos futuros, que generalmente se expresan en términos de aceleración.

Esta situación empieza a cambiar, debido al creciente incremento de datos de paleosismicidad y medidas GPS, que proporcionan parámetros cinemáticos de las fallas (tasa de deformación, periodo de recurrencia, intervalo desde el último evento), permitiendo así su modelización como unidades independientes. La Base de datos QAFI (IGME, 2015) supone una importante contribución al respecto en la Península Ibérica. Sin embargo, muchos problemas están aún sin resolver para poder hacer uso óptimo de la información disponible de las fallas en el cálculo de la peligrosidad, esencialmente debido a un deficiente desarrollo de metodologías de cálculo y a la falta de conocimiento homogéneo de todas las fallas en una cierta región.

En planteamientos deterministas es relativamente sencillo caracterizar los escenarios de peligrosidad considerando determinadas rupturas en la falla, representadas cada una por su magnitud y longitud de ruptura. Conociendo el mecanismo y geometría de la falla, basta aplicar un modelo de atenuación, más conocido como ecuación de predicción del movimiento (GMPE), que proporciona las aceleraciones esperadas, tanto el valor máximo (PGA) como las ordenadas espectrales [SA(T)], para diferentes periodos estructurales (T). De esta forma queda caracterizada la peligrosidad por medio de mapas y espectros de respuesta, correspondientes al escenario de ruptura planteado. La cuestión pendiente en este planteamiento es: ¿Con qué probabilidad se va a generar ese escenario? Las aceleraciones resultantes ¿se van a producir cada 10, 100, 1000, 10.000 años? Este tema es muy

importante en aplicaciones destinadas a diseño sismorresistente, porque se basan en considerar aceleraciones con una cierta probabilidad de excedencia dependiendo de la importancia de la estructura. Así, la mayor parte de las normativas en todo el mundo consideran probabilidades del 10% en 50 años para viviendas convencionales y 5 % en 50 años para estructuras de importancia, lo que supone periodos de retorno de 475 y 975 años, respectivamente. Las probabilidades de excedencia que se aceptan son menores a medida que la estructura es más crítica.

Obviamente sería más conservador diseñar para el mayor terremoto que pueda generarse en la falla, y considerar además otras condiciones restrictivas en el modelo de movimiento fuerte e incluso en la amplificación local. Pero eso podría elevar desmesuradamente el coste, para la baja probabilidad barajada, haciendo el diseño sismorresistente inviable. Por ello, estos planteamientos tan conservadores quedan únicamente restringidos en su aplicación al entorno de estructuras muy críticas, y ni siquiera países como Japón o Chile basan sus regulaciones en planteamientos deterministas.

Dado que no podemos abandonar los planteamientos probabilistas en aplicaciones de ingeniería sísmica, el problema que se plantea es ¿Cómo modelizar las fallas como unidades independientes? Además, la información existente de fallas no es, hoy por hoy, suficientemente extensa y completa como para poder prescindir de otras fuentes *tipo zona*, lo que plantea otro problema añadido: ¿Cómo combinar ambos tipos de fuentes?

El propósito de este trabajo es analizar las diferentes cuestiones que se plantean y tratar de llegar a soluciones de consenso desde una perspectiva múltiple - geológica, sismológica e ingenieril- que nos permitan avanzar hacia el uso óptimo de los datos geológicos para mejorar la resolución de los cálculos de peligrosidad sísmica dirigidos a diseño sismorresistente de las edificaciones.

2. PROBLEMAS PLANTEADOS EN LA CONSIDERACIÓN DE FALLAS COMO FUENTES INDEPENDIENTES.

Son varios los problemas que se plantean a la hora de considerar las fallas como unidades independientes en el cálculo de la peligrosidad.

El primero de ellos deriva del conocimiento heterogéneo que se suele tener de las fallas en una cierta región. Como mínimo, en planteamientos deterministas se requiere conocer su geometría, mecanismo focal y magnitud máxima que puede generarse, sin necesidad de información adicional sobre el modelo cinemático para determinar leyes de recurrencia. El problema es que en una cierta zona puede haber fallas ciegas y/o no cartografiadas que actúan como fuentes ocultas. Además, cuando se superponen los mapas de sismicidad con los mapas de fallas generalmente no se encuentran asociaciones claras de epicentros a estructuras geológicas. El error en la localización epicentral añade un problema al respecto. Esto hace que no pueda prescindirse completamente del concepto de

fuentes *tipo zonas*, que necesariamente tienen que combinarse con las fallas.

El problema se acrecienta en planteamientos probabilistas, en los que el potencial sísmico de cada fuente debe caracterizarse por medio de un modelo de recurrencia y no solo por su magnitud máxima. El modelo más comúnmente utilizado es la conocida ley de Gutenberg Richter (G-R) que establece una proporción entre sismos de diferentes magnitudes por medio de la expresión $\log(N) = a - bM$; siendo N el número de sismos que superan cada grado de magnitud m.

En fuentes *tipo zona* esta ley se deriva generalmente del catálogo sísmico, considerando los eventos englobados dentro de la zona y ajustando los datos a la expresión anterior, para obtener estimaciones de los parámetros requeridos: a y b. Pero en la consideración de fuentes *tipo falla* se plantea la cuestión ¿cómo estimar la ley de G-R para la falla? No podemos acudir en este caso al catálogo sísmico, sin más, ya que por una parte los citados errores de localización hacen difícil determinar qué sismos de los registrados pueden asociarse a la falla, sobre todo para magnitudes pequeñas o moderadas. Por otra parte, en zonas de fallas lentas, como es el caso de la Península Ibérica, las tasas de deslizamiento son pequeñas y los periodos de recurrencia largos, por lo que el catálogo sísmico, que abarca un periodo máximo de unos 700 años, no cubre ciclos completos de las fallas. Necesitamos entonces modelos cinemáticos de las mismas, con datos sobre la tasa de deslizamiento, el periodo de recurrencia y el tiempo desde el último evento. Esos datos permitirán conocer el deslizamiento acumulado y de ahí derivar el momento sísmico escalar M_0 y el potencial sísmico de la falla. Y con ello se puede llegar a estimar un modelo de recurrencia.

Pero entonces se suscita otra cuestión: ¿Se liberará todo el potencial sísmico acumulado en forma de sismos? ¿Cómo contemplar posibles acoplamientos? ¿Y los sismos lentos?

La cuestión se complica generalmente porque, aunque se tenga suficiente información de las fallas de una región, en planteamientos realistas no podemos prescindir de las fuentes tipo zona, que recogen la sismicidad residual no asociada claramente a fallas. Entonces usamos modelos híbridos de “zonas + fallas”, en los cuales se determina la ley de recurrencia de la zona a partir del catálogo sísmico y la de la falla a partir de datos de paleosismicidad o geodesia. Pero esto plantea un nuevo problema: parte de la sismicidad recogida en el catálogo estará necesariamente asociada a la falla, y por tanto ya está incluida en el momento sísmico estimado en la misma. Si no se hace un adecuado reparto se estará duplicando el potencial sísmico para un cierto rango de magnitudes, ya que los sismos que hayan ocurrido en la falla se estarán considerando dos veces: de forma explícita en la zona y de forma implícita en la falla.

Por otra parte, considerar un modelo de G-R para la falla no deja de ser una solución de compromiso, ya que supone adoptar un modelo de Poisson en la misma, sin memoria temporal. Pero obviamente en una falla la probabilidad de que ocurra un evento no

debe ser independiente del tiempo y estará condicionada por la relación entre el periodo de recurrencia y el intervalo transcurrido desde el último evento. Los modelos más realistas de recurrencia deberían ser modelos con dependencia temporal, también conocidos como *modelos con memoria*, en los que la probabilidad aumenta a medida que nos alejamos del último evento, como también aumenta la magnitud esperada.

Se requieren entonces propuestas metodológicas que resuelvan los problemas apuntados, que abren una interesante línea de investigación hacia un mayor conocimiento de la peligrosidad sísmica considerando las fallas como unidades independientes.

3. ALGUNOS AVANCES EN BÚSQUEDA DE SOLUCIONES.

Los problemas indicados no están ni mucho menos resueltos, pero en los últimos años se han ido proponiendo algunas líneas metodológicas para incorporar la información de fallas en el cálculo de peligrosidad.

Para resolver el problema de distribución del potencial sísmico entre zonas y fallas, algunos autores han propuesto un procedimiento simple para el reparto, que consiste en establecer una magnitud de corte M_c , y asignar los eventos de magnitud menor a la zona y los de magnitud mayor a la falla. Por ejemplo, Frankel (1996) propone una M_c de 6.5, que puede ser razonable para el caso de California. Pero en una zona de sismicidad moderada como la Península Ibérica, suponer que las fallas no generan terremotos por debajo de ese valor de M_c no parece razonable. El problema que se presenta entonces es cómo determinar esa magnitud de corte en nuestro caso. Por su parte, Bungum (2007) realiza este reparto asignando un porcentaje de la sismicidad regional a las fallas conocidas y el resto a las fallas no conocidas. Si se considera que el parámetro b de las fallas y de la zona no es el mismo, el porcentaje repartido entre ambos tipos de fuentes se realiza sobre el valor de la tasa de momento sísmico.

En España, García Mayordomo (2005) y Perea (2006) abordaron la cuestión e sus tesis doctorales, y aplicaron modelos de terremoto característico para representar la recurrencia en las fallas.

Rivas (2014) propone, en su tesis doctoral, una metodología para el reparto del potencial sísmico en modelos híbridos de "zonas + fallas", que parece arrojar resultados coherentes en el caso de fallas lentas, pero no así en zonas de fallas rápidas. La metodología se basa en establecer el reparto del momento sísmico acumulado solo dentro del periodo en que el catálogo puede considerarse completo por debajo de una magnitud máxima, que se denomina *magnitud máxima de completitud*, M_{maxc} . Se establece además una magnitud mínima, M_{min} , como es habitual en cálculos de peligrosidad y el reparto de potencial sísmico se hace para el intervalo $[M_{min}, M_{maxc}]$. Tanto en las zonas como en las fallas el potencial sísmico es representado por la tasa acumulativa de sismos por encima de M_{min} y la tasa acumulada de momento sísmico. Esta se

calcula en la falla a partir de la tasa de deslizamiento por la fórmula de Brune (1968), mientras que se estima asumiendo inicialmente un valor de b regional. Se formulan así dos ecuaciones a las que se añade una tercera considerando la relación entre la tasa de sismicidad y la tasa de momento a partir de la fórmula integral propuesta por Anderson (1979). Es posible entonces ajustar el valor de b hasta encontrar el balance de las 3 ecuaciones planteadas. De esta manera se evita asumir una magnitud de corte M_c y se puede determinar la ley de G-R para la falla a partir de la tasa de deslizamiento medida por geodesia o paleosismicidad, evitando duplicidad de potencial sísmico con la zona.

La metodología anterior ha sido aplicada en el sur de España, dando como resultado un considerable aumento de aceleración en el entorno de las fallas, en comparación con los resultados del método clásico zonificado. En promedio este incremento se traduce en un factor 2, es decir las aceleraciones se duplican en torno al plano de falla, lo que viene a ser acorde con observaciones de terremotos recientes. Sin embargo, en Centroamérica, donde las fallas son rápidas, la metodología de Rivas (2014) no permite el ajuste del valor de " b " para el balance de las tres ecuaciones mencionadas.

Otra solución que se maneja consiste en considerar modelos de terremoto característico para las fallas, suponiendo que todo el deslizamiento acumulado se liberará en un único terremoto de cierta magnitud $M_{característica}$, mientras que la zona se sigue modelizando por una ley de G-R derivada de la sismicidad. Esta solución conlleva el problema de suponer que en la falla no se van a producir sismos de menor magnitud que $M_{característica}$, algo que no resulta muy realista ya que la falla puede romper de forma segmentada.

Por otra parte, se han propuesto también algunos modelos dependientes del tiempo. Este planteamiento puede ser más realista que la adopción de modelos Poissonianos, pero conlleva la dificultad de tener que hacer actualizaciones constantes de los mapas de peligrosidad.

Algunos trabajos recientes han supuesto un avance en la inclusión de fallas para la evaluación de la peligrosidad sísmica, como los de Pace et al. (2016) y Chartier et al. (2017). El primero publica el programa FISH, en MATLAB, que combina datos estándar con otros como el tamaño de fallas y propiedades reológicas, y calcula probabilidades anuales de excedencia con varios modelos de recurrencia para las fallas. El segundo desarrolla un ejercicio para evaluar la contribución de la falla Upper Rhine Graben en la peligrosidad del emplazamiento de la central nuclear de Fessenheim, al sureste de Francia. Entre otras conclusiones es destacable la gran influencia de la tasa de deslizamiento de la falla, que induce una variabilidad aún mayor que el modelo de atenuación, GMPE.

Todo esto se está discutiendo en el marco del grupo de trabajo de la Comisión Europea de Sismología Fault2SHA (linking faults to seismic hazard assessment in Europe), creado en 2016

precisamente para debatir cuestiones como las que se plantean en este artículo.

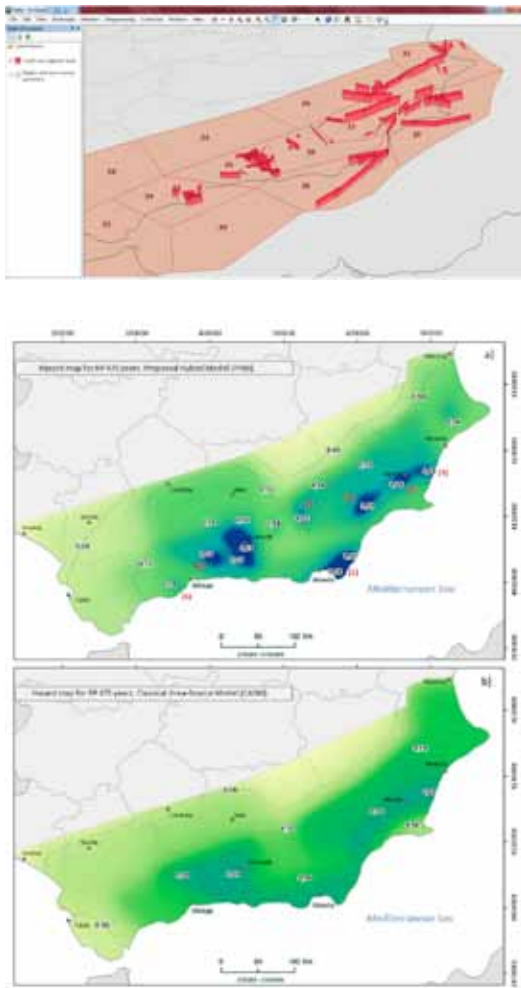


Figura 1. Ejemplo que muestra las variaciones de peligrosidad incluyendo y sin incluir fallas como fuentes independientes. (Rivas, 2014). Arriba) Fallas modelizadas Intermedio) Aceleraciones esperadas incluyendo un modelo híbrido de zonas y fallas Abajo) aceleraciones obtenidas por un método clásico zonificado.

4. CONSIDERACIONES FINALES

Como se ha indicado en esta ponencia, los problemas que se plantean para modelizar las fallas como fuentes sísmicas independientes no tienen una solución fácil, y ésta además puede depender del nivel de sismicidad de la zona de aplicación.

En el caso de la Península Ibérica, donde las fallas tienen tasas de deslizamiento bajas y largos periodos de recurrencia, la situación se complica porque el catálogo sísmico no cubre ciclos completos de las fallas, lo que dificulta las estimaciones de M_{max} y de modelos de recurrencia.

Además, no disponemos de acelerogramas de sismos locales de $M_w > 5.1$, que permitan contrastar las aceleraciones obtenidas en el cálculo de la peligrosidad con datos reales.

Todo ello plantea el interesante reto de diseñar metodologías que permitan el mejor

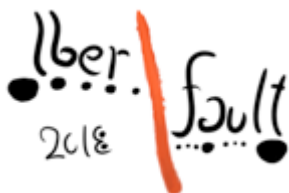
aprovechamiento de la información de fallas activas existente en QAFI (IGME, 2015) para el cálculo de la peligrosidad sísmica en la Península Ibérica, con la consiguiente mejora en la caracterización del movimiento esperado por sismos futuros.

Se requiere, así mismo, de un esfuerzo de integración de datos geológicos, sísmicos, acelerométricos, etc., para poder aplicar esas metodologías y contrastarlas en la medida de lo posible con datos reales.

Y finalmente es sumamente necesaria una estrecha comunicación entre especialistas de las diferentes ramas - geología, sismología e ingeniería sísmica - para optimizar el uso de datos geológicos en el cálculo de la peligrosidad y lograr la mejor transferencia posible hacia el diseño sismorresistente de estructuras, que hoy por hoy es la medida más eficaz de mitigación del riesgo sísmico.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Anderson, J. G. (1979). Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1), 135-158.
- Brune J.N. (1968). Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *Journal of Geophysical Research*. 73: 777-784.
- Bungum H. (2007). Numerical modelling of fault activities. *Computers and Geosciences*. 33(6): 808-820
- Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58, 1583-1606.
- Chartier, T; Scotti, O, Clement, C, Jomard, H and Baize, S. (2017). Transporting an active fault database into a fault-based seismic hazard assessment for nuclear facilities-Part2: Impact of faults parameter uncertainties on a site-specific PSHA exercise in the Upper Rhine Graben, eastern France, *Natural Hazards Earth System Science*. Sci., 17 1585-1593.
- Esteve L. (1968). Bases para la formulacion de decisiones de diseño sísmico. Ph.D. Thesis and Report 182, Universidad Autonoma Nacional de Mexico, August 1968
- Fault 2SHA. <https://fault2shablog.wordpress.com/>
- Frankel A. (1996). Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*. 66: 8-21.
- García-Mayordomo, J. (2005). Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid
- IGME (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "01/02/2018", from IGME web site: <http://info.igme.es/QAFI>
- Pace, B., Visini, F and Peruzza, L. (2016). FISH:MATLAB tools To Turn Fault Data into Seismic-Hazard Models, *Seismological Research Letters*, V 87, n 2A, pp 1-13. Doi: 10.1785/0220150189
- Perea H. (2006). Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València. Tesis doctoral. U. Barcelona.
- Rivas A. (2014). Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica. Aplicación al sur de España. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Woo, G. (1996). Kernel estimation methods for seismic hazard area source Modelling. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86, 353-362.



DEFINICIÓN DE FUENTES EN UN CÁLCULO DETERMINISTA DE PELIGROSIDAD FRENTE A TSUNAMIS DE LAS COSTAS ESPAÑOLAS

Source Definition in a Deterministic Tsunami Hazard Assessment for the Spanish Coast

M.J. Crespo (1,2), J. García-Mayordomo (3,4), L. Lacoma (1)

(1) PRINCIPIA Ingenieros Consultores, Madrid, España. maria.crespo@principia.es

(2) ETSI Minas y Energía, Universidad Politécnica de Madrid, España

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid. julian.garcia@igme.es

(4) GNS Science, Lower Hutt, Wellington, Nueva Zelanda.

Resumen/resumo: Se presenta la metodología seguida para la identificación de fuentes tsunamigénicas de origen tectónico con potencial impacto en las costas españolas. Las fuentes tsunamigénicas identificadas son fallas submarinas, o con más de la mitad de su traza submarina, con capacidad para producir terremotos con rotura en superficie y con componente vertical. Se trata principalmente de fallas inversas con magnitudes máximas a partir de 6,5. Las fuentes documentales consultadas han sido la base de datos QAFI v.3, el Mapa Neotectónico de España, los mapas geológicos de la plataforma continental española disponibles, la base de datos de fallas sismogénicas europea, y literatura científica especializada. Las zonas tsunamigénicas más relevantes se localizan en el Golfo de Cádiz, Banco de Gorringe, Mar de Alborán, Surco de Valencia, Margen Argelino y Arco de Calabria. Dadas las características de larga propagación de los tsunamis desde localizaciones remotas, también se han identificado como zonas con impacto potencial el Arco del Caribe, la Dorsal Medio-Atlántica e Islandia.

Palabras clave: Tsunami, Maremoto, Falla, Peligrosidad, QAFI

Abstract: We present the methodology followed for the identification of tsunamigenic tectonic sources that could potentially impact on the Spanish coast. The identified tsunamigenic sources are submarine faults -at least with more than half of their fault trace being submarine, and able to produce surface rupture earthquakes with a vertical component. These are mainly reverse faults with maximum earthquake magnitudes of at least 6.5. The information sources investigated have been the QAFI v.3 database, the Neotectonic Map of Spain, the available geological maps of the Spanish continental shelf, the European seismogenic faults database, and specialized scientific literature. The most relevant tsunamigenic zones are located in the Gulf of Cádiz and Gorringe Bank, Alborán Sea, Valencian Trough, Algerian Margin and the Calabrian Arc. Due to the long propagation characteristics of tsunamis from remote locations, they have also been identified as zones with potential impact the Caribbean Arc, the Mid-Atlantic Ridge and Island.

Key words: Tsunami, Fault, Hazard, QAFI

Introducción

La Administración española, en particular la Dirección General de Protección Civil y Emergencias decidió en 2016 llevar a cabo estudios cuantitativos sobre la peligrosidad de tsunamis en las costas españolas. En particular solicitó establecer, una cartografía de peligrosidad ante maremotos que permitiera determinar los ámbitos territoriales en los que resultaba imprescindible, aconsejable o innecesaria la elaboración de los correspondientes planes de protección civil.

Un cálculo de peligrosidad frente a maremotos supone un estudio multidisciplinar que precisa de la aplicación de conocimientos de geología, sismología, dinámica de fluidos, cálculo numérico y juicio ingenieril.

La presente comunicación se centra únicamente en la parte geológica, en concreto se describe la metodología seguida para la determinación del conjunto de fuentes tsunamigénicas a tener en cuenta en dicho estudio de peligrosidad.

Metodología

Las fuentes potencialmente generadoras de maremotos son fundamentalmente de origen sísmico. Se ha llevado a cabo una inspección de dos tipos de bases de datos relacionadas con la actividad sísmica:

- Catálogos sísmicos, que contienen la actividad sísmica, tanto histórica como instrumental.
- Fallas sismogénicas, que contienen información relativa a fallas, con objeto de encontrar aquellas con potencial de generar terremotos, es decir tsunamigénicas.

Para que un terremoto produzca un tsunami es necesario que produzca rotura en la superficie del fondo marino, y que además haya una componente vertical en el desplazamiento relativo a ambos lados del plano de falla. Existen diversos estudios que evalúan la probabilidad de que un terremoto produzca una rotura de la superficie del terreno en función de la magnitud. Es el caso de las curvas mostradas en la Figura 1 (IAEA, 2015). Este tipo de información sería de directa aplicabilidad en el caso de un estudio probabilista; en este caso, al ser determinista se toma sólo como referencia a la hora

de plantearse el descartar determinadas fuentes como potencialmente tsunamigénicas.

La propagación de la ola originada por un terremoto marino presenta muy poca atenuación; es decir, puede propagarse grandes distancias sin perder apenas energía, por lo que el estudio de fuentes se ha de extender hasta centenares o incluso miles de kilómetros de la costa objeto de estudio, siempre que exista una continuidad de masa de agua que ofrezca un camino plausible de propagación de la ola. Esto quiere decir que, si bien la base de datos española QAFI v.3 (IGME, 2015; García-Mayordomo et al., 2017) ha sido una fuente de información esencial, ha sido necesario extender la búsqueda más allá del área cubierta por la misma.

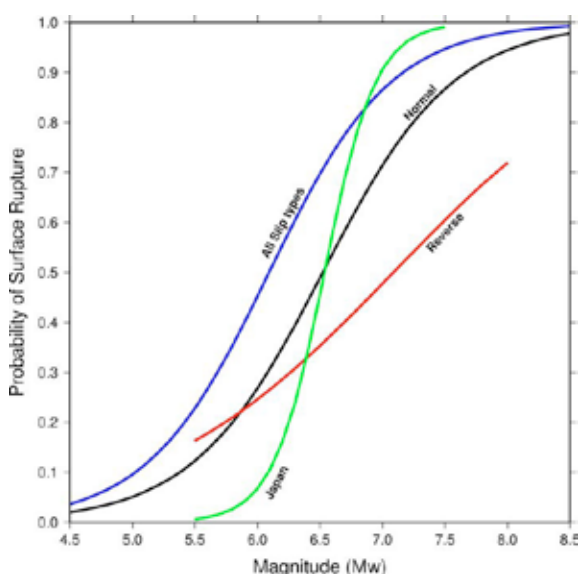


Figura 1: Probabilidad de ruptura en superficie de una falla en función de su magnitud (IAEA, 2015).

Figure 1. Fault Surface Rupture probability as a function of magnitude (IAEA, 2015)

En particular, la información de la QAFI v.3 se ha completado, por un lado, con la contenida en el proyecto SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe), en concreto la base de datos europea de fallas sismogénicas (The European Database of Seismogenic Faults – EDSF, Basili et al., 2013).

Dado el carácter determinista del estudio, se consideró adecuado incluir ciertas fallas del Mapa Neotectónico de España (ITGE-ENRESA, 1998) así como de los mapas geológicos de la plataforma continental española (ITGE-ICM, 1989; IGME-IJA, 1986) cuya actividad alcanzara el período cuaternario.

Por último, otra fuente de información que se ha consultado es la literatura científica general, en especial aquella relacionada con fallas tsunamigénicas, siendo el trabajo de Álvarez-Gómez et al. (2009) el que se ha tomado como referencia para las fallas del norte de Argelia.

Se han identificado las fallas cuya traza se encuentra en el fondo marino, bien en su totalidad o en más de la mitad de su extensión, lo cual se considera adecuado, y en todo caso conservador, para las longitudes de fallas en esta situación y dado el carácter determinista del estudio. Los datos que es

necesario recopilar de cada falla para que sea posible la modelización hidrodinámica posterior de su posible tsunami son: la traza, el buzamiento, el ancho del plano de falla y el ángulo de cabeceo.

Las fallas en dirección puras se descartan a priori, por esperarse una componente vertical del movimiento originado en la superficie del fondo marino nula o despreciable.

A partir de los datos expuestos, es posible estimar una magnitud máxima, idealmente una magnitud momento M_w , asociada a la falla. Este ejercicio se hace a partir de correlaciones empíricas existentes en la literatura científica, en concreto las propuestas por Stirling & Goded (2012).

Conocida la magnitud momento M_w , se puede obtener el momento sísmico a partir de la relación de Hanks & Kanamori (1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,7 \quad (1)$$

donde: M_w es la magnitud momento
 M_0 es el momento sísmico

El desplazamiento y el momento sísmico están relacionados de la siguiente manera:

$$M_0 = \mu A_r D \quad (1)$$

donde: μ es el módulo a cortante
 A_r es el área de ruptura del plano de falla
 D es el desplazamiento medio de la superficie que desliza

Una vez conseguidos estos elementos, se puede proceder a modelizar las condiciones iniciales de la simulación hidrodinámica, lo cual se consigue mediante la formulación de Okada (1985); esta formulación permite estimar el desplazamiento en superficie de una falla, que aquí es en realidad el del fondo marino, que se puede relacionar directamente con la forma de ola originada en alta mar en el momento de la ruptura.

Caracterización de las fuentes

El territorio que potencialmente puede generar tsunamis que afecten a la costa de la Península Ibérica se ha dividido en 8 zonas.

Zona 1: Golfo de Cádiz

Comprende el área del Golfo de Cádiz y el Banco de Goringe; incluye un total de ocho fallas de la base de datos QAFI v3.0. Hay 6 fallas inversas y dos fallas en dirección (de tipo dextral) que no se consideran por tanto tsunamigénicas (Figura 2).

El ángulo de cabeceo considerado en las fallas inversas es de 90°; la QAFI v3.0 indica un margen de error para este valor, sin embargo en un contexto determinista como el que estamos, se ha dejado en 90° por tratarse del valor más conservador.

En particular, a las fallas de Marqués de Pombal y Horseshoe se les ha atribuido en diferentes trabajos el terremoto del 1 de noviembre de 1755 (terremoto

de Lisboa, $M_w \sim 8,5$) (e.g., Gracia et al., 2003). Sin embargo, la magnitud que resulta de las correlaciones de Stirling y Goded (2012) para falla inversa es inferior a la magnitud de 8,5 que se atribuye al terremoto de Lisboa. De este modo, al ser este estudio de tipo determinista, se adoptará para estas dos fallas una magnitud de 8,5 para el cálculo del desplazamiento D .

Al ser esta magnitud superior a la esperable por su geometría, los desplazamientos resultantes son elevados, motivo por el cual se ha realizado un estudio de sensibilidad para las fallas de Marqués de Pombal y Horseshoe teniendo en cuenta los siguientes casos además del descrito más arriba:

- Magnitud resultante de las correlaciones de Stirling & Goded (2012) y geometría de la QAFI v3.0.
- Magnitud $M_w = 8,5$ y traza modificada con objeto de hacerla consistente con esta magnitud de acuerdo a las correlaciones de Stirling y Goded (2012).

Los desplazamientos resultantes para esta zona 1 oscilan entre los 2 y los 6 m, excepto para las dos fallas citadas que resultan de 20 m o incluso más, dependiendo de la hipótesis tomada.



Figura 2: Base de datos QAFI v3.0. Zonas 1 y 2.
Figure 2. QAFI Database. Zones 1 and 2.

Zona 2: Mar de Alborán y Surco Valenciano

Comprende fallas en el Mediterráneo y Mar de Alborán. Esta zona incluye un total de 31 fallas procedentes de la base de datos QAFI v3.0 (Figura 2) y otras 10 tomadas del mapa neotectónico (ITGE & ENRESA, 1998): 5 frente a la costa de Málaga, dos frente a Castellón y tres entre las provincias de Barcelona y Tarragona. Hay 9 fallas en dirección que no se incluyen en el estudio, siendo el resto de tipo normal o inverso.

Para esta zona, aplicando Stirling & Goded (2012) las magnitudes M_w de fallas relevantes oscilan entre 6,7 y 7,5, y los desplazamientos asociados entre 1 y 6 m, siendo en general mayores en el Mar de Alborán.

Zona 3: Margen Argelino

Comprende fallas frente a la costa de Argelia (Figura 3), no cubierta por la base de datos QAFI v3.0.

Aunque sí que aparecen fallas en la base de datos del proyecto SHARE se prefirió considerar el estudio de Álvarez-Gómez et al. (2009) por ofrecerse en él un mayor detalle y estar orientado a este tipo de estudios. Es un grupo de 9 fallas inversas representativas de un mismo evento que ocurra a lo largo de la costa argelina. Las posibles magnitudes M_w oscilan entre 6,9 y 7,3 y los desplazamientos entre 1 y 4 m.

Zona 4: Arco de Calabria

Comprende fallas situadas entre Túnez y Nápoles, tomadas de la base de datos del SHARE. Se trata de dos fallas inversas representativas de un mismo evento de magnitud 7,3 con desplazamientos asociados entre 4 y 7 m.

Zona 5: Islandia

La zona 5 representa la posibilidad de que tenga lugar actividad volcánica en Islandia que acabe originando un tsunami que alcance las costas españolas. Se ha realizado una equivalencia, en términos energéticos, entre una gran erupción volcánica y un evento sísmico; a efectos de modelización se ha definido una falla representativa de una magnitud de 8,5, de acuerdo a Stirling y Goded (2012). El desplazamiento que se obtiene con los parámetros de la falla y $M_w = 8,5$ es de 21,5 m.

Zona 6: Dorsal Medio-Atlántica

Comprende dos tipos de fuentes sísmogénicas:

- Fallas normales, que controlan la divergencia entre las placas tectónicas y, por tanto, la apertura oceánica;
- Fallas en dirección, perpendiculares a las anteriores, y que controlan la deriva lateral de la dorsal (zonas de falla transformantes).

Las fallas normales de la Dorsal Medio-Atlántica producen mucha sismicidad, pero la magnitud de estos terremotos no suele superar $M_w = 6,5$, por tanto, el desplazamiento vertical del fondo marino no es relevante en términos tsunamigénicos.

Las fallas en dirección se localizan en zonas donde la dirección general de la dorsal experimenta bruscos desplazamientos laterales y en ellas se localizan fallas de gran longitud que pueden llegar a producir terremotos de magnitudes del orden de 7,5. Se trata de fallas de geometría muy vertical y con desplazamiento fundamentalmente en la horizontal, motivo por el cual tampoco son relevantes desde el punto de vista tsunamigénico.

Por las razones expuestas, esta zona no ha precisado de una modelización numérica.

Zona 7: Archipiélago Canario

Se ha identificado una falla, presente en el mapa neotectónico y en el trabajo de Mezcua et al. (1992), entre Tenerife y Gran Canaria; se trata de una falla en dirección con un ángulo de cabeceo de 15°, motivo por el cual al ser su componente fundamentalmente horizontal no será relevante desde el punto de vista tsunamigénico.

La magnitud resultante de aplicar las correlaciones de Stirling & Goded (2012) es $M_w = 7,1$ y el

desplazamiento compatible con los parámetros de la falla y dicha magnitud es 1,4 m.

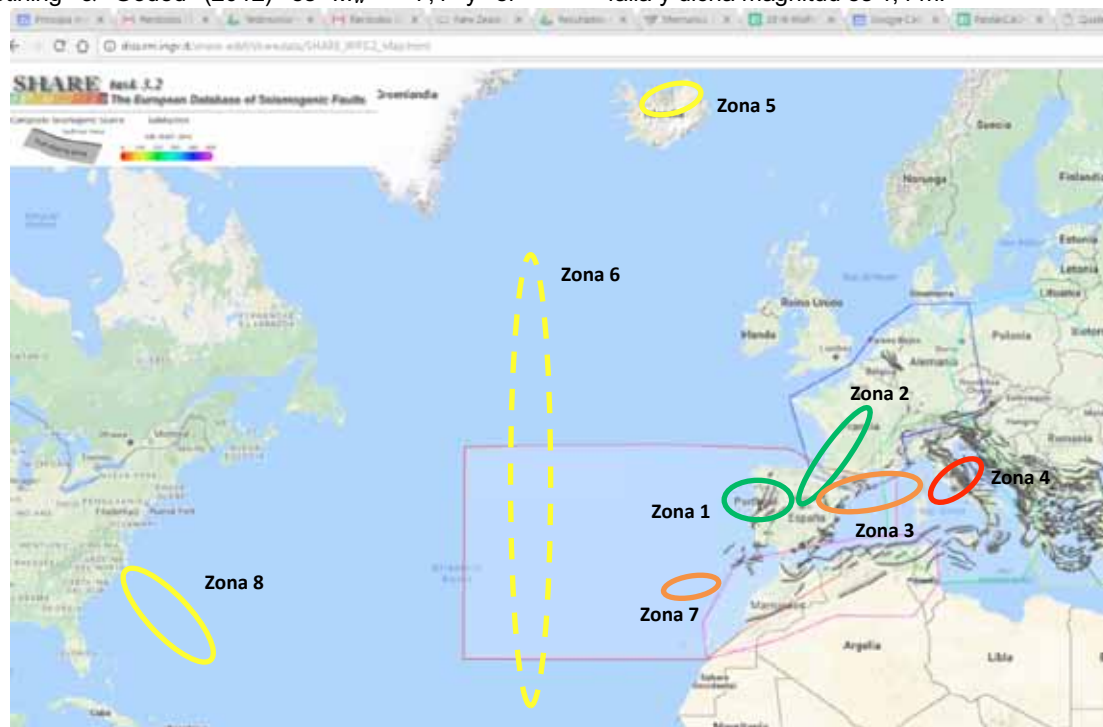


Figura 3: Zonas con potencial tsunamigénico a ser valorado.

Figure 3. Candidate tsunamigenic zones.

Zona 8: Arco Caribe

Se ha optado por representar un evento sísmico de carácter conservador, con objeto de comprobar el impacto que podría llegar a tener en las costas españolas. La falla generadora del hipotético tsunami es de cinemática inversa, con los parámetros más conservadores (buzamiento y cabeceo de 90°) y unas dimensiones razonables para una magnitud $M_w = 8,5$. El desplazamiento que se obtiene es de 21,5 m.

Conclusiones

La caracterización de las fuentes tsunamigénicas es una tarea fundamental en un estudio de peligrosidad frente a tsunamis, que condiciona de manera crucial los resultados del mismo.

La dificultad en este tipo de estudios se ve acrecentada por el hecho de que las fuentes se encuentran en zona marina, en donde la obtención de información reviste una mayor complejidad que en continente.

La QAFI v3.0 ha sido una pieza fundamental en la elaboración del trabajo expuesto, si bien dada la gran extensión geográfica que es necesario estudiar resulta obligado el consultar otras fuentes de información similares que cubran territorios igualmente relevantes pero más lejanos.

La QAFI v3.0 se encuentra actualmente en proceso de revisión, las principales novedades se presentan en una comunicación del mismo foro en el que se publica esta misma.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J.A., González, M., Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 227–240.
- Basili R., Kastelic V., Demircioglu M.B. et al. (2013). The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. <http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/>
- García-Mayordomo J., Martín-Banda R., Insua-Arévalo J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J. and Cabral, J. (2017). Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, 17, 1447-2017.
- Gràcia, E., Dañoibeitia, J.J., Vergés, J., and PARSIFAL Team (2003). Mapping active faults offshore Portugal (38°N - 36°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian Margin. *Geology*, 31, 83-86.
- IAEA – International Atomic Energy Agency (2015). Ground Motion Simulation Based on Fault Rupture Modelling for Seismic Hazard Assessment. IAEA Safety Reports Series No. 85.
- ITGE & ENRESA (1998). *Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España*. 2 Vol. 2 mapas.
- ITGE & ICM (1989). Hoja 35-42, Barcelona. *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes*. E 1:200.000. 1 Memoria, 2 mapas.
- IGME & IJA (1986). Hoja 41-42, Tortosa-Tarragona. *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes*. E 1:200.000. 1 Memoria, 2 mapas.
- Mezcua, J., Buforn, E., Udías, A. y Rueda, J. (1992). Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, 208(4), 447–452.
- Okada, Y. (1985). Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Stirling, M.W. & Goded, T. (2012). Magnitude Scaling Relationships. Report Produced for the GEM Faulted Earth & Regionalization Global Components, GNS Science Miscellaneous Series 42.



ACTUALIZANDO LA BASE DE DATOS DE FALLAS ACTIVAS EN EL CUATERNARIO DE IBERIA A LA VERSIÓN 4 (QAFI v.4): CAMBIOS EN LA FORMA Y EN EL FONDO

*Updating the Quaternary-Active Faults database of Iberia to
version 4 (QAFI v.4): changes in form and substance*

J. García-Mayordomo (1,11), C. Canora (2), R. Martín-Banda (1), J.J. Martínez-Díaz (3), J.M. Insua-Arévalo (3), J.A. Álvarez-Gómez (3), J. Alonso-Henar (3), E. Masana (4), M. Ortuño, (4) O. Gómez-Novell (4), H. Perea (5,6), Á. González (7), F. Martín-González (8), I. Martín-Rojas (9), E. Rodríguez-Escudero (2), J.M. Azañón (10), P. Villamor (11), J. Cabral (12), C. Moniz (13) y R. Dias (13)

- (1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid. julian.garcia@igme.es
- (2) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.
- (3) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- (4) Grupo RISK-NAT, Dpto. Dinámica de la Tierra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- (5) GRD, Scripps Institution of Oceanography - University of California, San Diego, Estados Unidos.
- (6) Institut de Ciències del Mar, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Barcelona.
- (7) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- (8) Dpto. Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, Universidad Rey Juan Carlos, Madrid.
- (9) Dpto. Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Alicante.
- (10) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada.
- (11) GNS Science, Lower Hutt, Wellington, Nueva Zelanda.
- (12) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal.
- (13) Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, LNEG, Lisboa, Portugal.

Resumen/resumo: Se presentan a la comunidad científica los principales cambios que conllevará la actualización a la versión 4 de la base de datos QAFI. El nombre de la base de datos se modifica pasando a ser "Quaternary-Active Faults...". Se sustituye el término "segment" por "section". Se omiten las estimaciones automáticas de magnitud máxima y recurrencia. Se amplía la extensión de la base de datos al margen norteafricano. Se creará una nueva base de datos con aquellas fallas cuya actividad en el cuaternario ha quedado descartada en base a evidencias geológicas publicadas. También se exponen diversas mejoras en relación con la visualización de las fallas en la aplicación web, y se solicita colaboración para mejorar la parte de asociaciones con la sismicidad. Finalmente, se prospectan futuras aplicaciones de la QAFI: la clasificación de falla activa del Eurocódigo-8 y una base de datos de fuentes sismogénicas tipo falla.

Palabras clave: Falla Activa, Eurocódigo, Magreb, Peligrosidad Sísmica, Acceso Abierto, QAFI

Abstract: We present to the scientific community the main changes that would affect the QAFI database in the process of updating to version 4. The name of the database changes, being now: "Quaternary-Active Faults...". The term fault "segment" is substituted by "section". Version 4 will not include automatic estimations of maximum magnitude nor recurrence interval. The spatial coverage of the database is extended to the north of Africa. A new complementary database with faults with proof of no Quaternary activity will be created. We also describe foreseen improvements in the visualization of the fault traces in the web application, and we ask for collaboration to improve the fault relationships with seismicity. Finally, we prospect about future uses of the QAFI database: active fault definition in Eurocode-8 and a seismogenic fault-sources database.

Key words: Active Fault, Eurocode, Maghreb, Seismic Hazard, Open Access, QAFI

El objeto de esta comunicación es dar a conocer a la comunidad científica los trabajos que se están llevando a cabo en el proceso de actualización de la base de datos QAFI (García Mayordomo *et al.*, 2012, 2017) a la próxima versión 4, así como algunos cambios importantes que previsiblemente tendrán lugar respecto a la versión 3 actual.

La QAFI es un repositorio de información científica organizada y sistematizada, cuya misión es doble: (a) servir a la comunidad científica para el desarrollo de los estudios de Tectónica Activa en Iberia y (b) facilitar la transferencia de conocimiento geológico al ámbito tecnológico del cálculo de la peligrosidad sísmica. La QAFI está financiada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y se ubica en sus servidores, así como en los del Laboratorio Nacional de Energía y Geología (LNEG) portugués mediante convenio entre ambas instituciones.

La QAFI es un producto de acceso abierto (Open Access) (<http://info.igme.es/qafi/>), que se renueva aproximadamente cada 4 años, a partir de la revisión de la literatura científica de nueva aparición, la colaboración con los autores principales de investigaciones relevantes, la discusión científica sobre el estado del conocimiento, y la opinión tanto de usuarios expertos (geólogos de terremotos y analistas de peligrosidad) como no expertos (geólogos en sentido amplio, educadores y periodistas).

A continuación, detallamos aquellos cambios y mejoras en los que se está trabajando actualmente. Los cambios más sustanciales se han acordado por consenso tras discusión previa. De hecho, la QAFI es, en gran parte, un proyecto colaborativo, por lo que se anima al lector a contactar con los gestores de la base de datos para comunicar erratas, proponer nuevas mejoras o discutir cualquier cuestión relevante.

Modificaciones en el léxico con relevancia semántica: "Active" y "Segment"

El nombre de la base de datos pasará a ser **Quaternary-Active Faults Database of Iberia**. Esta precisión semántica honra la traducción de la QAFI al castellano: Base de datos de Fallas Activas **en el** Cuaternario, y honra el contenido de la QAFI: Fallas con evidencias geológicas de actividad **durante** el Cuaternario. De este modo creemos que se evita la malinterpretación de considerar a todas las fallas de la QAFI como fallas activas en el sentido del diseño ingenieril, es decir, fallas con probabilidad de producir terremotos significativos durante el periodo de vida útil de una estructura. De acuerdo con la que será la nueva norma sismorresistente española (Eurocódigo-8: EN 1998, 2011; AN/UNE-EN 1998-1, 2017), para estructuras que no sean críticas para la seguridad pública, fallas "activas" serían aquellas con actividad en los últimos 125.000 años (desde el Pleistoceno Superior a la actualidad).

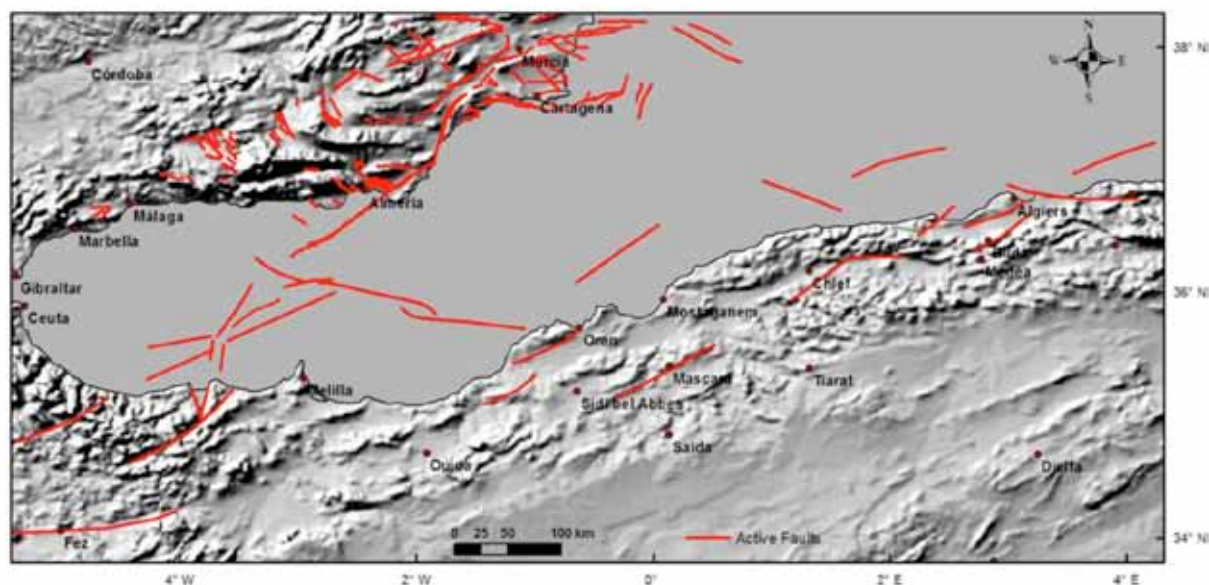


Figura 1: Modelo digital del terreno con las fallas con actividad cuaternaria que se incluirán en la QAFI versión 4 en el sur de Iberia, Mar de Alborán y Magreb.

Figure 1. Digital Terrain Model with the Quaternary-active faults which will be included in the QAFI database version 4 in southern Iberia, Alboran Sea and Maghreb.

La denominación de la unidad básica de la base de datos pasará a ser **“section”** en sustitución del término **“segment”**, de acuerdo con el estado actual del conocimiento en geología de terremotos. El uso del término segmento queda asociado a secciones de la falla donde se ha observado, o donde se puede interpretar, que han tenido lugar roturas sísmicas completas y de manera recurrente. Por el contrario, la definición de una sección de falla es independiente del concepto de roturas completas y recurrentes. Una sección de falla es simplemente un tramo de la falla que presenta características significativamente diferentes a otros tramos (ej., la tasa de desplazamiento, la expresión geomorfológica, la dirección de la traza), pero sin implicar necesariamente que rompa de modo completo ni recurrente. De este modo, será el analista de la peligrosidad el que diseñe el modelo de roturas más adecuado a su problema (por ejemplo, roturas por medias secciones, por secciones completas, por multi-secciones, etc.; Gómez-Novell, 2018). Esta aparente pequeña modificación tendrá un impacto muy importante en la QAFI puesto que significa renunciar al modelo del terremoto máximo (Wesnousky, 1986) para calcular de modo automático la magnitud de tales terremotos y su recurrencia.

Desaparición del cálculo automático de parámetros sísmicos: Magnitud Máxima y Recurrencia

Actualmente la QAFI provee una estimación automática de los parámetros sísmicos magnitud máxima y recurrencia, indispensables en un cálculo de peligrosidad sísmica, donde las fallas se modelen como fuentes de terremotos máximos o característicos. Sin embargo, la versión 4 renunciará a incluir esta información por consistencia con: 1) el abandono del uso de **“segment”** y, por tanto, del modelo del terremoto máximo, y 2) apuntalar la fortaleza de la QAFI como provisor de datos científicos antes que de estimaciones procedentes de modelos en particular.

En la versión 3 actual, de hecho, se hizo un gran esfuerzo para poder clasificar esta información tan

sensible y servir correctamente a su interpretación (García-Mayordomo *et al.*, 2017). Conviene resaltar que tan sólo en torno a la décima parte de los registros tienen una estimación de magnitud máxima o recurrencia clasificada como **“Reliable”** o **“Very reliable”**. Es decir, los parámetros sísmicos de la gran mayoría de los registros de la QAFI son dudosos o muy dudosos, hecho que sugiere, nuevamente, a renunciar a mostrar estas estimaciones.

La caracterización de fallas como fuentes sismogénicas queda, por tanto, separada de los fines de la QAFI y deberá realizarse en el marco de otra base de datos y contemplando diferentes modelos de comportamiento sismogénico (Gutenberg-Richter, terremoto característico, de renovación, etc.). Por todo ello, la versión 4 sólo aportará datos sobre parámetros sísmicos de fallas que hayan sido publicados previamente en revistas de revisión por pares.

Ampliación de la base de datos al margen norteafricano (Ibero-Magrebí)

La versión 4 de la QAFI incluirá entre sus registros fallas localizadas en el margen norteafricano (Fig.1) (Marruecos y Argelia). De este modo se pretende completar el marco geodinámico del contacto entre las placas Africana y Europea, imprescindible para entender la distribución de la convergencia en el sur de Iberia, Mar de Alborán y Magreb.

Por otra parte, también se persigue completar el ámbito espacial para la modelización de fuentes sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica y de tsunamis en el sur de la península y del Archipiélago Balear. Estudios precedentes, por ejemplo, García-Mayordomo *et al.* (2007) y Álvarez-Gómez *et al.* (2011), han puesto de manifiesto la influencia de las fuentes lejanas africanas en los periodos altos del espectro de respuesta de aceleraciones, así como en la generación de tsunamis con impacto en las costas españolas, respectivamente.

Revisión, actualización y corrección: Fallas en Debate y Fallas Descartadas

Además de los principales cambios arriba expuestos, los trabajos de actualización a la versión 4 están conllevando un nuevo proceso de revisión y de actualización de la información contenida en los registros ya existentes. En este proceso se está prestando un especial interés a las fallas submarinas, por una parte, y por otra, a las fallas continentales situadas en el Macizo Ibérico.

Este proceso de revisión previsiblemente dará lugar a la inclusión de nuevos registros en la base de datos de fallas en debate ("Debated Faults"), es decir, fallas cuya información disponible no es aún concluyente sobre su actividad en el Cuaternario. Además de la "*Debated Faults database*", previsiblemente la versión 4 de la QAFI llevará asociada una nueva base de datos que contenga registros de fallas cuya actividad en el Cuaternario ha quedado descartada en base a evidencias geológicas publicadas. Esta nueva base de datos complementaria se denominará "*Discarded Faults*".

Gracias a la colaboración de sus numerosos usuarios se han ido recopilando erratas de tipo formal en los contenidos de los registros que serán corregidas en la versión 4. En particular se prestará especial atención a la georreferenciación de las trazas ya que se han detectado en algunas fallas imprecisiones en la localización, muchas de ellas derivadas de problemas de proyección (QAFI emplea el datum oficial de España, el ETRS-89 y, otras, por provenir de fuentes documentales no debidamente georreferenciadas).

Visualización de las fallas en la aplicación web

Se está estudiando establecer una representación de las fallas QAFI en el visualizador web mediante un código de colores que haga referencia a su grado de actividad (por ejemplo, en función del valor de *slip rate*) o al grado de fortaleza de las evidencias de actividad cuaternaria (en función del campo "*Strength of the Quaternary Evidence*").

También se está estudiando la posibilidad de variar la representación de la traza de las fallas para distinguir entre aquellas que afloran en superficie, de las que no (fallas ciegas) y, por tanto, la proyección de su traza en superficie es menos precisa o es supuesta.

Asociaciones con la sismicidad: solicitud de colaboración.

Una de las posibles mejoras más demandadas por diferentes usuarios de la QAFI se refiere a fortalecer las relaciones de las fallas con la sismicidad. La QAFI actual, de hecho, contiene una sub-base de datos con la relación de terremotos que se han asociado en la literatura a determinadas fallas. Sin embargo, esta base de datos de sismicidad asociada no está ni mucho menos tan desarrollada y tan depurada como la propia QAFI. Para la versión 4 de la QAFI se está estudiando cómo mejorar este aspecto, por ejemplo, revisando y homogeneizando los formatos de los registros de los terremotos, incorporando los mecanismos focales cuando sean disponibles, permitiendo visualizar el catálogo sísmico en línea conjuntamente con la QAFI, etc. También se está estudiando de qué manera podrían relacionarse "*on line*" la QAFI con el Catálogo de Terremotos con Efectos Geológicos (IGME, 2014).

Mirando hacia el futuro: Catálogo Nacional de Fallas Activas y Base de Datos de Fuentes de Fallas Sismogénicas

En el Eurocódigo-8, que constituirá en breve la nueva norma sismorresistente española, en su parte 5, apartado 4.1.2 (Requisitos del terreno de cimentación) (EN 1998-5, 2011), se declara que deberá evitarse construir en la vecindad de "*fallas tectónicas clasificadas como sismicamente activas en documentos oficiales elaborados por las autoridades nacionales competentes*" y que "*la ausencia de movimientos en el 'Cuaternario Superior' (últimos 125 mil años) puede usarse como criterio para identificar fallas no activas para la mayor parte de las estructuras que no sean críticas para la seguridad pública*".

Para la aplicación del Eurocódigo-8, por tanto, será necesario contar con un documento oficial que identifique y catalogue las fallas activas de España, y en ese contexto la QAFI servirá de plataforma para su elaboración.

La inclusión de datos geológicos en los cálculos de peligrosidad sísmica está experimentando un fuerte desarrollo a nivel mundial. Ejemplo de ello es la nueva edición del *Uniform California Earthquake Rupture Forecast* (Field *et al.*, 2017), el proyecto europeo SHARE (Giardini *et al.*, 2014), el proyecto *Faulted Earth* del *Global Earthquake Model* (Christophersen *et al.*, 2015) y también en Iberia el grupo Fault2SHA-Betics (Ortuño *et al.*, 2018; García-Mayordomo, 2018). De hecho, en España, durante la creación del mapa oficial de peligrosidad sísmica (ver IGN-UPM, 2013) ya se experimentó sobre la inclusión de fallas QAFI como fuentes sismogénicas en los cálculos de peligrosidad (García-Mayordomo, 2015).

Previsiblemente, en una futura edición del mapa de peligrosidad sísmica de España se implementará un modelo de fuentes-falla sismogénicas. Este modelo, obviamente, deberá estar debidamente documentado y será, por tanto, susceptible de constituirse en una base de datos al modo de la actualmente conocida como ZESIS: base de datos de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España (IGME, 2015; García-Mayordomo, 2015). Para la creación de esta futura base de datos de fuentes-falla sismogénicas la QAFI constituirá una fuente excelente de datos geológicos.

Agradecimientos

QAFI está financiada y mantenida por el IGME, y asistida por un gran número de investigadores en Ciencias de la Tierra de España y Portugal, destacando especialmente el Grupo de Tectónica Activa de la Universidad Complutense de Madrid (UCM-910368).

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J.A., González, M. & Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 227–240.
- AN/UNE-EN 1998-1 (2017). Propuesta de Anejo Nacional al Eurocódigo 8: Proyecto de estructuras sismorresistentes. Parte 1: Reglas generales, acciones sísmicas y reglas para edificación. https://www.fomento.gob.es/MFOM/LANG_CASTELLAN/O/ORGANOS_COLEGADOS/MASORGANOS/CPNS/AN_EJO/
- Christophersen, A., Berryman, K. & Litchfield, N. (2015). The GEM Faulted Earth Project, Version 1.0, April 2015, GEM Faulted Earth Project. <https://www.globalquakemodel.org/>
- EN 1998-5 (2011). Eurocódigo 8: Proyecto de estructuras sismorresistentes. Parte 5: Cimentaciones, estructuras de contención y aspectos geotécnicos.

- Field, E.H., Jordan, T.H., Page, M.T., Milner, K.R., Shaw, B.E., Dawson, T.E., Biasi, G.P., Parsons, T., Hardebeck, J.L., Michael, A.J., Weldon, R.J., Powers, II. P. L., Johnson, K.M., Karen, Y.Z., Nicholas, R.F., Madden, E.C., Arrowsmith, R., Werner, M.J. & Thatcher, W.R. (2017). A Synoptic View of the Third Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3). *Seismological Research Letters*, 88(5):1259-1267.
- García-Mayordomo, J. (2015). *Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 125 pp.
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J.M. & Benito, B. (2007). Seismic Hazard Assessment of the Province of Murcia (SE Spain): Analysis of Source Contribution to Hazard. *Journal of Seismology*, 11(4): 453-471, 2007.
- García-Mayordomo J., Insua-Arévalo J.M., Martínez-Díaz J.J., Jiménez-Díaz A., Martín-Banda R., Martín-Alfageme S., Álvarez-Gómez J.A., Rodríguez-Peces M., Pérez-López R., Rodríguez-Pascua M.A., Masana E., Perea H., Martín-González F., Giner-Robles J., Nemser E.S., Cabral J. & the QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 285-302.
- García-Mayordomo J., Martín-Banda R., Insua-Arévalo J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J. & Cabral, J. (2017). Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, 17. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1447-2017>.
- García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Insua-Arévalo, J.M., Scotti, O., Visini, F. & the Fault2SHA-Betics Working Group (2018). The Fault2SHA-Betics working group: promoting knowledge interchange between earthquake geologists and seismic hazard modellers in the Eastern Betics (SE Spain). *Iberfault, 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Alicante (España), 11-13 June 2018 (this volume).
- Giardini, D., Woessner J. & Danciu L. (2014). Mapping Europe's Seismic Hazard. *EOS*, 95(29): 261-262.
- Gómez-Novell, O., Chartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J.M., López, R. & Scotti, O. (2018). Preliminary characterization of the magnitude-frequency distributions of multi-fault rupture hypotheses at the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain) by using the SHERIFS approach. *Iberfault, 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Alicante (España), 11-13 June 2018 (this volume).
- IGME (2014). *Catálogo de terremotos con efectos geológicos*. P. Silva Barroso y M.A. Rodríguez Pascua. Ed. IGME, 358 pp.
- IGME (2015). *ZESIS: Base de Datos de Zonas Sismogénicas de la Península Ibérica y territorios de influencia para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España*. <http://info.igme.es/zesis>
- IGN-UPM (2013). *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012*. Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 pp.
- Ortuño, M., Masana, E., Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M. & the FAULT2SHA-Betics Working Group (2018). Fault rupture hypothesis at the Eastern Betics (SE Iberia); insights from the "collective thinking" within the frame of the FAULT2SHA approach. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-10511.
- Wesnousky, S.G. (1986) Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.



THE FAULT2SHA-BETICS WORKING GROUP: PROMOTING KNOWLEDGE INTERCHANGE BETWEEN EARTHQUAKE GEOLOGISTS AND SEISMIC HAZARD MODELLERS IN THE EASTERN BETICS (SE SPAIN)

El Grupo de Trabajo Fault2SHA-Betics: Promoviendo el intercambio de conocimiento entre geólogos de terremotos y analistas de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales (SE de España)

J. García-Mayordomo (1,6), M. Ortuño (2), J.M. Insua-Arévalo (3), O. Scotti (4), F. Visini (5) and the Fault2SHA-Betics Working Group.

- (1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, Spain. julian.garcia@igme.es
- (2) Grupo RISKINAT, Dpto. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.
- (3) Dpt. Geodinàmica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain.
- (4) Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire (IRSN), France.
- (5) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), L'Aquila, Italy.
- (6) GNS Science, Lower Hutt, Wellington, New Zealand.

Abstract: In the last years, geological data have become increasingly important when modelling seismogenic sources in different regions of the world. Modelling geological faults as independent sources is an imperative task in any modern seismic hazard calculation. Hence, it is of great interest to establish a discussion forum among earthquake geologists regarding to acquisition procedures of geological fault field data, the estimation of key parameters, the evaluation of uncertainties, and to share the same arena with seismic hazard analysts. Fault2SHA, a working group of the European Seismological Commission was born in this context, and, in particular, the Fault2SHA-Betics group to promote its objectives in the Eastern Betics (SE Spain),

Key words: Earthquake Geology, Seismogenic Sources, Active Fault, Geological Data, Seismic Hazard

Resumen/resumo: En los últimos años los datos geológicos están adquiriendo una importancia cada vez mayor en los modelos de fuentes sismogénicas de muchas regiones del mundo. La modelización de fallas como fuentes independientes es cada vez más una tarea ineludible en cualquier cálculo de peligrosidad sísmica moderno. Resulta por tanto de gran interés establecer un foro de discusión y consenso entre los geólogos de terremotos en relación con los procedimientos de adquisición de datos geológicos de fallas en campo, la estimación de parámetros clave, la evaluación de las incertidumbres, y establecer un campo común con los analistas de la peligrosidad sísmica. En este contexto nace el grupo de trabajo Fault2SHA de la European Seismological Commission y, en concreto, el grupo Fault2SHA-Betics para la promoción de sus objetivos en las Béticas Orientales.

Palabras clave: Geología de Terremotos, Fuentes Sismogénicas, Falla Activa, Datos Geológicos, Peligrosidad Sísmica

Geological data are becoming increasingly relevant when calculating seismic hazard all around the world. Recent examples are the European Seismic Hazard Model (SHARE, Woessner et al., 2015), the project Faulted Earth from the international consortium Global Earthquake Model (GEM, Christophersen et al., 2015) or the release of version 3 of the Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3, Field et al., 2017). However, the selection of relevant geological data still lacks standardized procedures, and there is an ongoing debate about methods and ways to tackle the uncertainty of key parameters (e.g., fault slip rate or earthquake recurrence).

In 2014, a small group of Earth science researchers gathered up in Paris in a meeting held by the French IRSN with the aim of starting a discussion forum on how to transform basic geological information into parameters for seismogenic source modelling in a meaningful way for seismic hazard analysts. The group soon became wider and eventually it became a community of active-fault related researchers willing to share data, tools and ideas on how to best model faults in seismic hazard assessment (SHA) (Scotti and Peruzza, 2016). The group was named Fault2SHA and it became an official working group of the European Seismological Commission at the 35th

General Assembly, held in Trieste, September 2016. The web page of the group is: <http://fault2sha.net/>

The Fault2SHA group has already organized three workshops on the topic of fault hazard modelling: 2014 Paris (France), 2015 Chieti (Italy) and 2016 Barcelonnette (France); as well as three sessions at EGU assemblies in Vienna in 2016, 2017 and 2018. Furthermore, some Fault2SHA members have recently published several computational tools to facilitate fault-hazard modelling and sensitivity analyses, as well as implementations of the results in standard computer programs for SHA (e.g., Pace et al., 2016; Chartier et al., 2017). The Fault2SHA group has also sponsored a special issue in the journal *Natural Hazards and Earth Science Systems* entitled "Linking faults to seismic hazard assessment in Europe" (Pace et al., 2017).

The Fault2SHA group has so far identified the following important topics (Scotti et al., 2017):

1. Fault data for seismic hazard assessments should be open-access data.
2. Fault data uncertainty should be properly quantified and propagated in calculations.

3. Key fault data should be homogeneously measured/parameterized; international standards for characterizing seismogenic sources should be aimed for (e.g. slip rate, maximum magnitude).
4. Scaling relationships and their uncertainties should also be properly considered.
5. Fault modelling concepts (such as clustering of fault activity at geological time scales vs. time scales of interest in SH studies) need to be discussed and possibly integrated in the calculations.
6. Fault-SH models should account for regional and site specific topics (e.g., consistency with near-fault ground motion prediction models, background-seismicity source modelling, links with physics-based modellers).

The Fault2SHA-Betics group

The Fault2SHA-Betics group is a branch of the main Fault2SHA group devoted to share active tectonics data from the faults located in the Eastern Betics (SE Spain), develop common standards in the estimation of crucial parameters (e.g., slip rate) for these faults, and learn and experiment about fault-source modelling. The Eastern Betics has been chosen by the Fault2SHA group as a working laboratory for testing fault-source seismogenic models. Other laboratories are the Central Apennines in Italy and the Gulf of Corinth in Greece.

The Fault2SHA-Betics group was initiated in July 2017 in a one-day kick-off meeting held at Universidad de Barcelona, in which a talk about modelling faults as sources and an application to seismic hazard mapping in Italy was given by Francesco Visini (INGV-Italy) (Valentini et al., 2017). The Fault2SHA-Betics group was officially launched in November 2017 in a two-days seminar hosted by Universidad Complutense de Madrid and Instituto Geológico y Minero de España. A third meeting is foreseen for summer 2019 in coincidence with the 4th Fault2SHA official meeting and it will be held at University of Barcelona.

Currently, the Fault2SHA-Betics group is formed by more than 20 Spanish Earth scientists and a few collaborators from different European institutions.

The Madrid Seminar on Geological Data and Seismic Hazard in the Eastern Betics

This seminar took place in the Faculty of Geological Sciences of Universidad Complutense de Madrid during 13th to 14th November 2017. The original venue was going to be in the headquarters of Instituto Geológico y Minero de España, but due to logistic reasons it was moved eventually to the former site.

The seminar gathered up a total of 16 Spanish earthquake geologists currently and actively working in some of the faults forming the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), from southwest to northeast: Carboneras, Palomares, Alhama de Murcia, Los Tollos, Carraschoy and Bajo Segura faults. The

names of those Fault2SHA-Betics members that attended the seminar are listed in the following section.

The aims of the seminar were 1) To promote a constructive discussion among specialized geologists working in the area on the currently available geological data of the faults that form the EBSZ and, 2) To build a consensus on the average values and uncertainties affecting these data. A primary objective was to lay the foundations for preparing a common set of fault data that could be used to furnish fault-hazard models already proposed by Fault2SHA members (e.g., FiSH and SHERIFS; Pace et al., 2016 and Chartier et al., 2017, respectively).

The seminar started with a general presentation of the Fault2SHA WG by Oona Scotti (IRSN) followed by a talk on the SHERIFS approach for obtaining magnitude frequency distributions (MFD) from a set of faults considering multi-segmentation criteria, and on the tool called FiSH for analysing the impact on MFD from considering different fault parameters and variables (e.g., slip rate, rigidity modulus,...) as well as fault behaviour models (e.g., renewal models). These talks were given by Thomas Chartier (ENS-IRSN) and Alessandro Valentini (University of G. d'Annunzio).

Next, a number of short talks focused on particular faults of the EBSZ were given. The aim of these talks was to present fault data previously discussed in internal meetings and propose different, possible fault-rupture scenarios. Lively discussions followed the talks, during which the organisers of the seminar (JGM, MO and JMIA) were keen to find common agreement points. Based on that, after the seminar, eventually, a common table of fault data (Table 1) and different rupture-scenarios for the whole EBSZ were established (Fig. 1). These data were used in a following seminar at IRSN-France for producing a set of preliminary MFDs for the EBSZ faults using SHERIFS code (Gómez-Novell et al., 2018).

The Madrid meeting pinpointed the variety of sources of uncertainties, such as those from the dating methods, the measurement of slip, or those derived from the geometrical complexity of the fault; and how these uncertainties are often not properly addressed in publications. As a result of the exchange, we agreed on the need to:

- 1) use a common representative time frame (e.g., Upper Pleistocene) to express fault slip rates;
- 2) simplify the fault source geometry to what is actually needed by hazard modellers, since very detailed surface traces may introduce unnecessary complexity.
- 3) propose rupture segmentation rules adapted to the Betics tectonic setting, which might differ from those proposed in other tectonic settings (e.g., Central Italy (Boncio et al., 2004); California (Field et al., 2017)).

FAULT DATA AND UNCERTAINTIES AGREED BY FAULT2SHA-BETICS GROUP FOR TESTING HAZARD MODELS IN THE EBSZ									
QAFI code (*)	Fault name	Length (km)	Length variation	Depth (km)	Depth variation	Dip (°)	Dip variation	Net Slip Rate (m/ky)	Net Slip Rate variation
ME015	Carboneras 2/2 (Sur)	36	32 40	11	8 11	90	70 90	1.3	1.1 1.3
ES630	Carboneras 1/2 (Norte)	111	110 112	11	8 11	90	70 90	1.3	1.1 1.3
ES609	Palomares 1/2 (Carboneras-Almenara)	45	10 60	8	8 11	90	60 90	0.04	0.01 0.08
ES610	Palomares 2/2 (Almenara-Hinojar)	25	24 26	8	8 11	90	60 90	0.04	0.01 0.08
ES749	Hinojar	20	19 21	8	8 11	90	90 60	0.1	0.04 0.16
ES626	Alhama de Murcia 1/4 (Góñar-Lorca)	30	27 33	12	5 12	70	60 80	1.65	1.6 1.7
ES627	Alhama de Murcia 2/4 (Lorca-Totana)	20	17 23	12	5 12	70	60 80	1	0.8 1.2
ES628	Alhama de Murcia 3/4 (Totana-Alhama)	12	5 12	12	5 12	70	60 80	0.07	0.01 0.10
ES629	Alhama de Murcia 4/4 (Alhama-Alcantarilla)	25	17 25	12	5 12	45	30 70	0.2	0.07 0.37
ES760	Los Tollos	15	13 17	8	8 12	85	80 90	0.16	0.06 0.25
ES615	Carrascoy 1/2 (Algezares-C. Nuevas)	20	18 24	12	2 12	70	60 80	0.37	0.29 0.45
ES614	Carrascoy 2/2 (El Palmar-Los Ramos)	13	11 15	12	8 12	85	85 90	0.53	0.58 0.48
ES621	Bajo Segura (complete onshore)	36	27 38	12	8 12	60	50 70	0.33	0.25 0.41
ME021	Bajo Segura (offshore)	37	29 60	12	8 12	60	50 70	0.2	0.12 0.30

(*) Important notice: Despite most of the parameters listed here come from the QAFI v.3 database, please, notice that some of them also show important changes and modifications. After the Fault2SHA-Betics Madrid Seminar, November 2017.

Table 1: Summary of the most relevant fault parameters agreed by the Fault2SHA-Betics group after the Madrid Seminar for testing different magnitude frequency distributions and rupture hypotheses in the Eastern Betic Shear Zone faults (Ortuño et al., 2018; Octavi-Novell, 2018). Please, notice that despite most of the parameters listed in the table come from the QAFI v.3 database (IGME, 2015), some of them have been changed considerably. For spatial reference see figure 1.

Tabla 1. Resumen de los parámetros de falla más relevantes acordados por el grupo Fault2SHA-Betics tras el Seminario de Madrid para testar diferentes distribuciones de frecuencia de la magnitud e hipótesis de roturas en las fallas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Ortuño et al., 2018). Advuértase que hay cambios importantes respecto a la base de datos QAFI v.3 (IGME, 2015) que fue la fuente principal de información. Para una referencia espacial ver la figura 1.

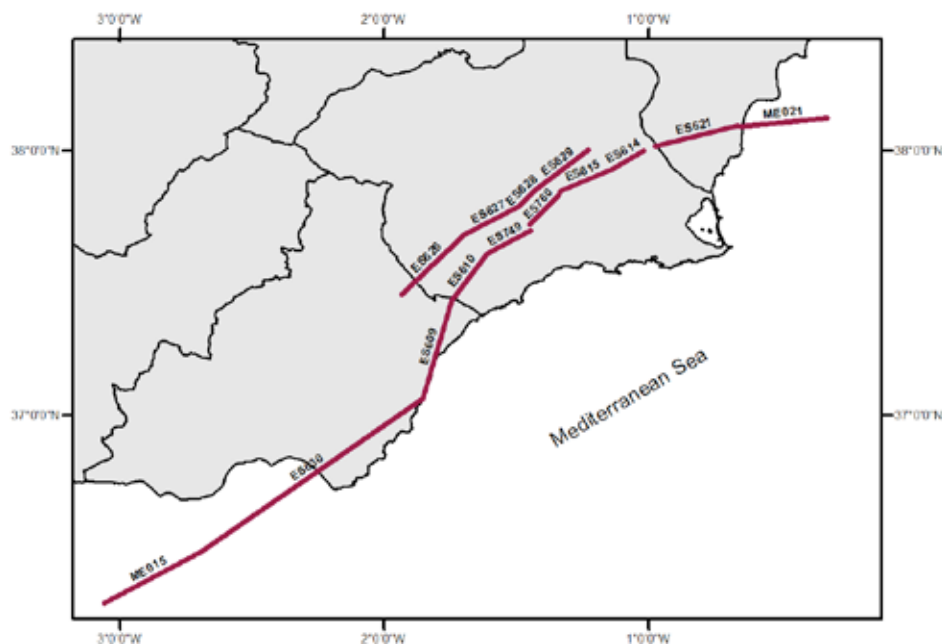


Figure 1: Sketch of the Eastern Betic Shear Zone faults. Fault traces represent a simplification for the purpose of seismic hazard modelling. The QAFI code of each fault-section is indicated (see also Table 1).

Figura 1. Esquema de las fallas que componen la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. Las trazas de fallas representadas son una simplificación a efectos del modelado del peligro sísmico. Se indica el identificador QAFI de cada sección de falla (ver también la Tabla 1).

Fault2SHA-Betics participants in the Madrid seminar, November 2017

In alphabetical order:

J. Alonso-Henar (UCM)
J.A. Álvarez-Gómez (UCM)
C. Canora (UAM)
J. García-Mayordomo (IGME)
O. Gómez-Novell (UB)
P. Herrero (UCM)
J.M. Insua-Arévalo (UCM)
G. Khazaradze (UB)
R. López-Escudero (UB)
J.J. Martínez-Díaz (UCM)
I. Martín-Rojas (UA)
E. Masana (UB)
I. Medina (UA)
J.M. Moratalla (UCM-CT3)
M. Ortuño (UB)
E. Rodríguez-Escudero (UAM)

Collaborators

O. Scotti (IRSN, France)
Th. Cartier (ENS-IRSN, France)
F. Visini (INGV, Italy)
B. Pace (U.S. "G. d'Annunzio", Italy)
A. Valentini (U.S. "G. d'Annunzio", Italy)
L. Peruzza (OGS, Italy)
L. Benedetti (CEREGE, France)
G. Weatherill (GFZ, Germany)
J. Faure-Walker (UCL, United Kingdom)

Referencias bibliográficas

- Boncio, P., Lavecchia, G. & Pace, B. (2004). Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8:407-425.
- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H. & Boiselet, A. (2017). Methodology for earthquake rupture rate estimates of fault networks: example for the Western Corinth Rift, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 1857-1869.
- Christophersen, A., Berryman, K. & Litchfield, N. (2015). The GEM Faulted Earth Project, Version 1.0, April 2015, GEM Faulted Earth Project.
- Field, E.H., Jordan, T.H., Page, M.T., Milner, K.R., Shaw, B.E., Dawson, T.E., Biasi, G.P., Parsons, T., Hardebeck, J.L., Michael, A.J., Weldon, R.J., Powers, II. P. L., Johnson, K.M., Karen, Y.Z., Nicholas, R.F., Madden, E.C., Arrowsmith, R., Werner, M.J. & Thatcher, W.R. (2017). A synoptic view of the third Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3). *Seismological Research Letters*, 88(5):1259-1267.
- Gómez-Novell, O., Chartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J.M., López, R. & Scotti, O. (2018). Preliminary characterization of the magnitude-frequency distributions of multi-fault rupture hypotheses at the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain) by using the SHERIFS approach. *Iberfault, 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Alicante (España), 11-13 June 2018 (this volume).
- IGME (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "DATE", from IGME web site: <http://info.igme.es/QAFI>
- Ortuño, M., Masana, E., Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M. & the FAULT2SHA-Betics Working Group (2018). Fault rupture hypothesis at the Eastern Betics (SE Iberia); insights from the "collective thinking" within the frame of the FAULT2SHA approach. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-10511.
- Pace, B., Visini, F. and Peruzza, L. (2016). FiSH: MATLAB Tools to Turn Fault Data into Seismic-Hazard Models. *Seismological Research Letters*, 87:374-386.
- Pace, B., F. Visini, O. Scotti, and L. Peruzza (eds.) (2017). Linking faults to seismic hazard assessment in Europe. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, special issue.
- Scotti, O. and Peruzza, L. (2016). Fault2SHA- A European Working group to link faults and Probabilistic Seismic Hazard Assessment communities in Europe. *Geophysical Research Abstracts*, 18: EGU2016-11474.
- Scotti, O., Peruzza, L., Pace, B., Visini, F., Benedetti, L., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Weatherill, G. and Faure-Walker, J. (2017). *FAULT2SHA Working group – 1st Annual Report – 2016-2017*. European Seismological Commission.
- Valentini, A., Visini, F. and Pace, B. (2017). Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 2017-2039.
- Woessner, J., Laurentiu, D., Giardini, D., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Valensise, G., Arvidsson, R., Basili, R., Demircioglu, M.B., Hiemer, S., Meletti, C., Musson, R.W., Rovida, A.R., Sesetyan, K., Stucchi, M. & the SHARE Consortium (2015). The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13:3553-3596.



ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA INCLUYENDO DATOS DE FALLAS ACTIVAS: APLICACIÓN EN MURCIA *Seismic hazard assessment including active fault data: Application in Murcia*

Jorge M. Gaspar-Escribano, Alejandra Staller, Belén Benito, Ligia E. Quirós, Sandra Ruiz-Barajas y Alicia Rivas

(1) E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, c/ Mercator 2, Campus Sur, 28031 Madrid. jorge.gaspar@upm.es

Resumen: Se presenta un estudio sobre peligrosidad sísmica en la Región de Murcia en el que se consideran diferentes modelos de representación de la sismicidad incluyendo fuentes independientes tipo falla y tipo zona, así como diferentes estimaciones del movimiento de las fallas derivadas de datos paleosísmicos y geodésicos. Los resultados indican una variabilidad significativa (hasta de un factor 2) en los valores esperados de aceleración pico del suelo, dependiendo del modelo de fuente considerado y de la tasa de deformación de fallas. Por su parte, los mapas de coeficiente de variación muestran que la variabilidad debida a ambos factores repercute de forma similar en las estimaciones de peligrosidad finales.

Palabras clave: fallas, peligrosidad sísmica, tasas de deformación de fallas.

Abstract: We present a seismic hazard assessment study in the region of Murcia. The study considers different models of seismic sources, including area-sources as well as faults as independent earthquake sources. Additionally, different slip-rate estimates derived from paleoseismic and geodetic studies are used to constrain the recurrence models. The results show a significant variability (up to a factor of two) in peak ground acceleration values, depending on the source model and the slip rate data considered. At the same time, the maps of coefficient of variation indicate that the variability related to these factors has a similar repercussion of the final seismic hazard estimates obtained.

Key words: fault slip rates, seismic hazard.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es evaluar el impacto que tiene el uso de diferentes modelos de representación de fuentes sísmicas y de diferentes datos para parametrizar dichos modelos sobre los resultados de un estudio de peligrosidad sísmica.

El marco del estudio viene determinado por la zona de aplicación, la Región de Murcia. Se trata de una zona caracterizada por una baja actividad sísmica a nivel global, pero una de las más activas en el contexto Ibérico. Por este motivo, es una de las zonas más estudiadas a nivel nacional desde el punto de vista de la paleosismología y tectónica activa, lo que redonda en la disponibilidad de datos para la caracterización de las fuentes sísmicas en estudios de peligrosidad.

2. DATOS Y MODELOS

Los datos considerados en este estudio proceden de diversos tipos de fuentes. Por un lado, se usa el catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional y los modelos de zonificación desarrollados en el ámbito del estudio para el desarrollo de los mapas de peligrosidad sísmica de España actualizados en 2012 (IGN-UPM, 2013). Por otra parte, se usan los datos de geometría y cinemática de fallas contenidos en la base de datos de fallas activas durante el Cuaternario de Iberia (IGME, 2015). Asimismo, se utilizan diversos datos de deformación reciente obtenidos a partir de medidas GNSS a lo largo de los últimos años. En general, estos últimos datos suponen un incremento de las tasas de deslizamiento en las fallas con respecto a los primeros. Para ambos tipos de datos, se toma una horquilla con un valor más probable y otros dos valores (uno por encima y otro por debajo) también posibles, pero menos probables.

Los modelos de fuente sísmica considerados en este estudio se dividen en dos categorías, diferenciadas en la forma en que se divide el reparte la sismicidad entre las diferentes fuentes (tipo zona y tipo falla) presentes en una misma localización geográfica:

- Modelo A: Distribución de la sismicidad basada en la magnitud. Este modelo supone que los

terremotos cuya magnitud está por encima de un determinado valor (M en torno a 6.0-6.5) se generan en fallas activas, que son reconocibles en las cartografías sismotectónicas actuales disponibles. Para este tipo de fallas se considera un modelo de terremoto característico. Los demás terremotos se producen en una zona de sismicidad uniforme. En este caso se asume un modelo de recurrencia tipo Gutenberg-Richter modificado.

- Modelo B: Distribución de la sismicidad basada en la tasa de momento sísmico. Este modelo permite que los terremotos de baja magnitud ocurran en fallas y zonas, desde la magnitud mínima del estudio hasta la magnitud máxima esperable en la fuente (en general, la magnitud máxima esperable en la falla es mayor que la magnitud máxima esperable en la zona). En este caso se usa la tasa de deformación de la falla y su geometría para definir la tasa de momento que se acumula. Se asume que ésta se libera íntegramente por medio de terremotos. Aplicando un modelo de recurrencia (Gutenberg-Richter modificado) se puede estimar la tasa de momento acumulada en cualquier intervalo de magnitudes. Por su parte, la tasa de momento liberado sísmicamente se puede extraer del catálogo sísmico, teniendo cuidado de incluir en el cálculo las tasas anuales de terremotos que se han podido calcular dentro del periodo de completitud, y que, por tanto, se pueden considerar fiables y representativas de la sismicidad dentro del denominado *intervalo de completitud de magnitudes*. Para la fuente tipo zona también se asume un modelo de recurrencia tipo Gutenberg-Richter modificado para estimar la tasa de actividad sísmica a otros intervalos de magnitud. Con el fin de no contar múltiples veces (una en la zona y otra en las fallas) el potencial sísmico dentro del intervalo de completitud de magnitudes, se recalculan iterativamente los parámetros de los modelos de recurrencia hasta garantizar que la tasa de momento sísmico estimada para la zona sumada a la tasa de momento sísmico estimada para las fallas es igual a la tasa de momento sísmico total observada, tal y como se derivada

del catálogo sísmico dentro del intervalo de completitud de magnitudes.

La Figura 2 muestra esquemáticamente los modelos de recurrencia de la zona y de las fallas contenidas en ella.

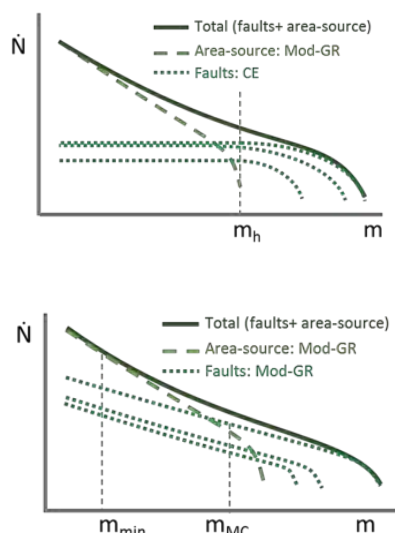


Figura 1: Modelos de recurrencia empleados en los modelos de fuente A (arriba) y B (abajo).
Figure 1. Recurrence models used in source models A (top) and B (bottom).

Se utilizó el modelo de movimiento fuerte de Campbell y Bozorgnia (2014) para realizar los cálculos de peligrosidad en condiciones uniformes tipo roca.

En cada punto de una malla de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ que cubre la región de Murcia se calculan las tasas anuales de excedencia de diferentes niveles de aceleración pico del terremoto y de aceleraciones espectrales. A partir de estos resultados, se elaboran mapas de peligrosidad sísmica, expresados como valores de aceleración esperados con una probabilidad de excedencia de 0.1 en un periodo de exposición de 50 años.

3. RESULTADOS

El análisis de resultados se organiza por partes, de la siguiente manera:

- Modelo A, sensibilidad a los valores de las tasas de deformación (paleosísmicas vs. geodésicas). El uso de tasas de deformación geodésicas en lugar de paleosísmicas en los modelos de recurrencia de fallas implica el aumento en un factor 2 de los valores de aceleración pico del suelo obtenidos en los mapas de peligrosidad, a lo largo de las fallas correspondientes.
- Modelo B, sensibilidad a los valores de las tasas de deformación (paleosísmicas vs. geodésicas). Se observa un resultado parecido al del caso precedente, si bien el aumento observado es ligeramente inferior (en un factor 1.8).
- Sensibilidad a los modelos de fuente utilizados. En este caso, se ha representado en mapas el coeficiente de variación (COV, desviación estándar dividido por el valor medio) del mapa de aceleración esperada promedio (de todas las combinaciones consideradas en el estudio, con los dos modelos de fuente y los dos tipos de datos de tasas de deformación de fallas) con respecto a cada una de las opciones por

separado. Se observa que el máximo COV se encuentra en torno a las fallas en las que existen diferentes valores de tasa de deformación disponibles, y que la variabilidad debida al uso de uno u otro modelo de fuente es similar (un valor de COV de 0.30-0.36).

El COV total, debido a la variabilidad introducida tanto por los valores de tasa de deformación como por los modelos de fuente alcanza el valor de 0.42-0.46 (Figura 2). Esto indica la alta variabilidad de los resultados encontrados, pues, en promedio, la desviación estándar es casi la mitad del valor medio de las estimaciones de peligrosidad.

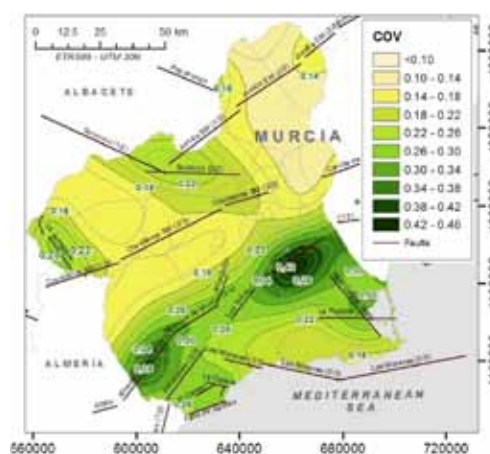


Figura 2: Mapa de COV total.
Figure 2. Total COV map.

Finalmente, se han comparado los resultados obtenidos (valor promedio de los diferentes mapas de peligrosidad para una probabilidad de excedencia de 0.1 en 50 años) con los de estudios recientes. Se aprecia un aumento de la peligrosidad esperada en zonas de falla de en torno al 60-80% en la parte sur de la región, de un 10-30% en la parte oeste y menor del 10% (o incluso una disminución de hasta un 20%) en el resto de la región.

4. CONCLUSIONES

Los resultados muestran una importante variación de peligrosidad en las zonas cercanas a los sistemas de fallas activas y su dependencia con los valores de tasa de deslizamiento de las fallas. Esta es una fuente de incertidumbre epistemológica que se deberá cuantificar y procurar reducir en el futuro.

Agradecimientos: Este trabajo es parte del proyecto MERISUR, Metodología para la Evaluación Efectiva del Riesgo Sísmico Urbano (referencia CGL2013-40492-R), Plan Estatal I+D+I orientado de Retos de la Sociedad 2013, Ministerio de Economía y Competitividad de España.

Referencias bibliográficas

- Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y. (2014). NGA-West2 Campbell-Bozorgnia ground motion model for the horizontal components of PGA, PGV, and 5%-damped elastic pseudo-acceleration response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 sec. *Earthquake Spectra* 30:1087-1115
- IGME (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "01/02/2018", from IGME web site: <http://info.igme.es/QAFI>
- IGN-UPM, grupo de trabajo. (2013). Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012. Centro Nacional de Información Geográfica, (267 pp.).



ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN EN LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DEL ESTUDIO DE MECANISMOS FOCALES, IMPLICACIONES EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Strain analysis in the Iberian Peninsula from focal mechanism solutions, seismic hazard impacts

J.L. Giner-Robles (1), R. Pérez-López (2), J. Elez (3), P.G. Silva (3), E. Rodríguez Escudero (1), C. Canora (1), M.A. Rodríguez-Pascua (2), T. Bardají (4), E. Roquero (5), P. Huerta (3), y M.A. Perucha (2),

(1) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid, SPAIN. jorge.giner@uam.es, emilio.rodriguez@uam.es, carolina.canora@uam.es.

(2) IGME – Instituto Geológico y Minero de España – Geological Survey of Spain. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. r.perez@igme.es; ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es

(3) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. Ávila – Salamanca, SPAIN. pgsilva@usal.es, j.elez@usal.es, phuerta@usal.es

(4) Dpto. Geología, Geografía y Medio, Universidad de Alcalá de Henares. 28801-Madrid. SPAIN. teresa.bardaji@uah.es

(5) Dpto. Edafología, Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid. SPAIN. elvira.roquero@upm.es

Resumen: Se han analizado 682 mecanismos focales de terremotos localizados en la Península Ibérica y zonas próximas. Aplicando métodos de determinación del tensor de deformación (Modelo de Deslizamiento), se han obtenido diferentes resultados para cada uno de los mecanismos focales: (1) plano de falla entre los dos planos nodales del mecanismo, (2) orientación de máximo acortamiento horizontal (ey), (3) factor de forma de tensor de deformación (k') y (4) tipo de falla. Con estos datos se pueden realizar análisis regionales y locales de las características de la fracturación activa en el área considerada: (a) caracterización de la fracturación, (b) orientación de máximo acortamiento horizontal, (c) zonación en función del tipo de falla y del factor de forma del tensor de deformación. Este tipo de información puede ser muy útil a la hora de realizar tanto diferentes análisis locales de la peligrosidad sísmica, como para incorporar a los catálogos sísmicos terremotos históricos destructivos sin información de la fuente sísmica.

Palabras clave: mecanismo focal, peligrosidad sísmica, Península Ibérica, tensor de deformación.

Abstract: We analysed 682 earthquake focal mechanism solutions located in the Iberian Peninsula and nearby areas. We have obtained different parameters applying methods of determination of the strain tensor (Slip Model): (1) the fault plane between the nodal planes of the focal mechanism, (2) the orientation of the maximum horizontal shortening (ey), (3) the strain shape factor (k') and (4) the type of fault. With these data, regional and local analysis of active faulting can be carried out in Spain: (a) fracture characterization, (b) the orientation of maximum horizontal shortening, (c) spatial zonation according to the type of fault and (d) the strain shape factor. These results can be useful for seismic hazards studies of local zones and for including destructive historical earthquakes in the seismic catalogs.

Key words: focal mechanism, seismic hazard, Iberian Peninsula, strain tensor.

El análisis del estado de deformación a partir del estudio de los mecanismos focales de los terremotos puede aportar mucha información sobre la peligrosidad sísmica.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares aplicados a la Península Ibérica. Para ello se han analizado un total de 682 construcciones de mecanismos focales de terremotos en la zona de Ibero-Magrebí obtenidos de diferentes fuentes (Herraiz et al., 2000, IGN, 2018, Stich et al., 2006 y 2010). Se han analizado aplicando la metodología de análisis de la deformación para mecanismos focales propuesta por Herraiz et al. (2000) y Giner et al. (2009), utilizando el Modelo de deslizamiento (Slip Model) (Reches, 1983) se define el plano de falla (De Vicente, 1988) y proporciona la forma y orientación del tensor de deformación para cada uno de los mecanismos focales analizados.

Esta metodología, a diferencia de otras similares que calculan el tensor de esfuerzos que mejor se ajusta a una población, permite establecer una serie de parámetros para cada uno de los mecanismos focales analizados: (1) discrimina entre los dos planos nodales del mecanismo el plano de falla neoformado, (2) determina la orientación de máximo acortamiento horizontal (ey) (considerando ez

vertical), establece tanto el factor de forma de tensor de deformación (k') (3), como el carácter a la falla establecida (4) (normal, normal direccional, direccional normal, inversa, inversa direccional, direccional inversa y desgarre).

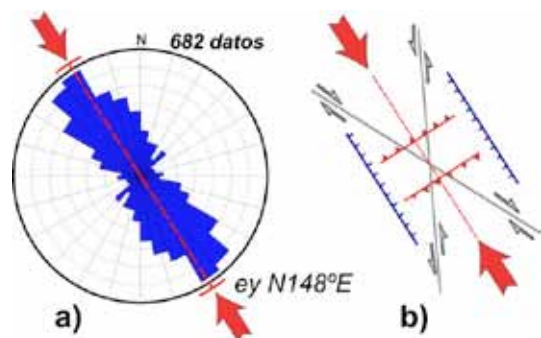


Figura 1: a) Rosa de orientaciones de máximo acortamiento horizontal (ey) obtenida del análisis de los 682 mecanismos focales considerados (Modelo de Deslizamiento). b) Modelo simplificado de orientaciones de fallas para la ey media obtenida (N148°E).

Figure 1. a) Rose diagram of horizontal maximum shortening (ey), deduced from the analysis of 682 focal mechanisms constructions (Slip Model). b) Theoretical model of fault scheme in agreement with the regional ey (N148°E).

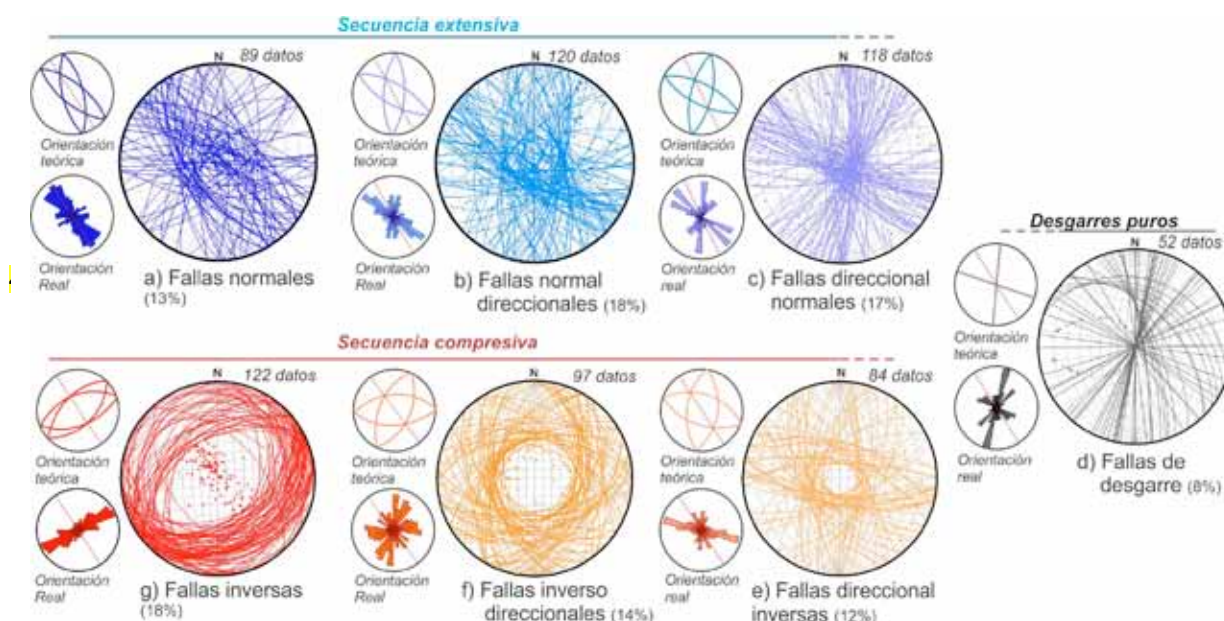


Figura 2: Resultados del análisis de las orientaciones de los planos de falla neoformados en función del carácter deducido: (a) normal, (b) normal direccional, (c) direccional normal, (d) desgarre, (e) direccional inversa, (f) inversa direccional y (g) inversa (Modelo de Deslizamiento) (Reches, 1983).

Figure 2. Neoformed fault plane orientation analysis based on the inferred fault geometry: (a) normal fault, (b) normal fault with shear component, (c) oblique normal fault, (d) strike-slip fault, (e) oblique reverse fault, (f) reverse fault with shear component, (g) reverse fault (Slip Model) (Reches, 1983).

Se ha realizado un análisis de la dirección de máximo acortamiento horizontal (ϵ_y) del conjunto de los datos considerados obteniendo una ϵ_y según $N148^\circ E \pm 12^\circ$ (Fig. 1). Este primer análisis nos permite tanto establecer la homogeneidad en la orientación del tensor de deformación en la zona, como la caracterización de los patrones teóricos de fracturación.

En la figura 2 se representa el análisis de las orientaciones de las fallas en función del modelo teórico de orientaciones definido por el tensor de deformación regional (ϵ_y $N148^\circ E$). Los resultados muestran una buena correlación entre las orientaciones de las fallas seleccionadas y las definidas por la simetría ortorrómbica del modelo de fracturación teórico (Slip Model) (Reches, 1983) para esa orientación de ϵ_y .

En ciertos casos se pueden observar algunas anomalías en la orientación de la fracturación que representan variaciones locales en el tensor de deformación regional. En el caso de las fallas normales (Fig. 2a), se puede observar una moda secundaria ortogonal según NE-SW que puede representar permutaciones locales del tensor de deformación regional. De igual forma, en alguno de los tipos de fracturación considerados (fallas normal direccionales y direccionales inversas) (Fig. 2b y e) se observa también que una de las orientaciones teóricas no está bien representada (orientaciones NNE-SSO), frente a las orientaciones NO-SE y ONO-ESE que si están muy bien definidas. Este hecho puede ser debido a la estructura geológica regional previa que puede inducir el mayor desarrollo de estas orientaciones.

El factor de forma del tensor de deformación obtenido con este tipo de análisis permite realizar diferentes análisis con aplicación directa en el análisis de la peligrosidad sísmica.

El factor de forma (k') está definido por la relación entre dos de los ejes principales del tensor de deformación ϵ_y/ϵ_z ; siendo ϵ_x , ϵ_y y ϵ_z (vertical) los ejes principales del tensor de deformación. Para su mejor representación se han normalizado los valores de k' : -300 falla inversa pura, desgarres puros 0, y 300 falla normal pura (ver Giner et al. 2008 y 2009). Esta normalización permite realizar mapas interpolados de valores continuos de k' que pueden mejorar los análisis pormenorizados de las variaciones espaciales de la forma del tensor de deformación (De Vicente et al., 2008, Giner et al., 2008).

En este trabajo se han interpolado los valores de k' individuales obtenidos del análisis de los mecanismos focales para toda la Península Ibérica (Fig. 3a). Este mapa define áreas caracterizadas por diferentes tipos de fallas en función de la forma del tensor de deformación obtenido.

Los resultados obtenidos con este análisis se han comparado con el mapa de asignación de rotura preferente del modelo de zonas definido para la revisión de la peligrosidad sísmica en la península (García-Mayordomo, 2015) (Fig. 3b). Ambos mapas presentan una buena correlación general, mostrando grandes similitudes en algunas áreas (e.g. zonas normales: 18, 20, 21, 25, 26, 27, 35, 36; zonas inversas: 10, 46, 48, 50; zonas de desgarre: 6).

Aunque por otro lado, otras zonas presentan una mayor complejidad en el mapa de k' (Fig.3a) que la representada en el zonificación de la revisión (Fig.3b). Este hecho se debe a que en el mapa de la zonificación se han adoptado los valores tipo para cada zona a partir de los valores discretos de los tipos de mecanismos situados en esa zona, mientras que en el mapa de k' la representación de valores continuos permite definir con mayor grado de detalle las variaciones en la forma del tensor de deformación.

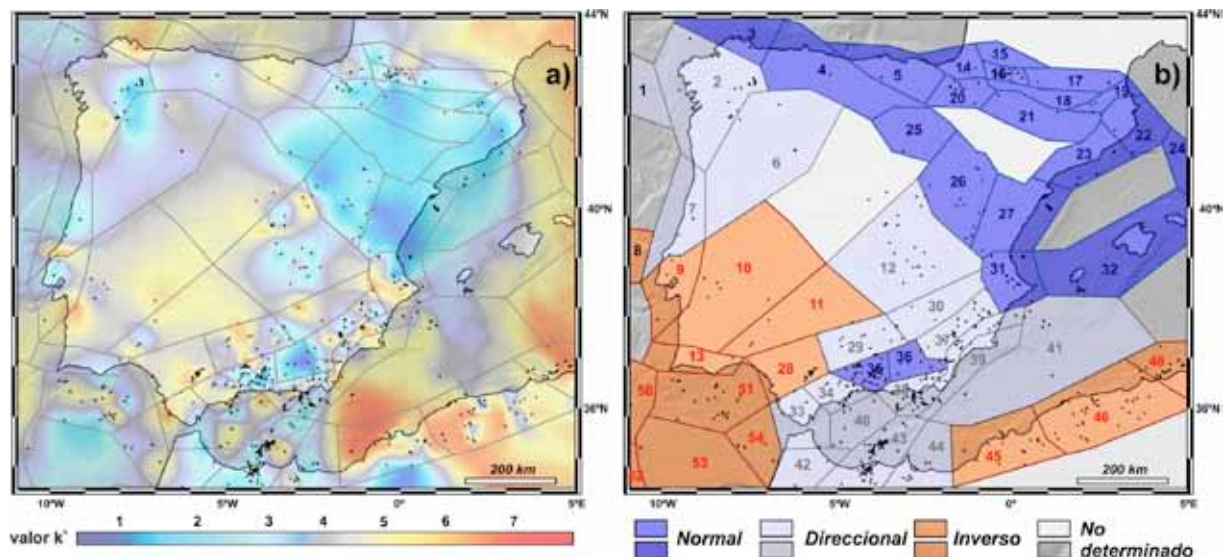


Figura 3: a) Mapa del factor de forma del tensor de deformación (k' normalizado), obtenido de la interpolación de cada uno de los mecanismos focales (1 falla normal, 2 falla normal direccional, 3 falla direccional normal, 4 desgarre, 5 falla direccional inversa, 6 falla inverso direccional y 7 falla inversa). b) Mapa de asignación de rotura preferente en el modelo de zonas definido para la revisión de la peligrosidad sísmica en la península (modificado de García-Mayordomo, 2015). Los números representan la identificación de las zonas establecidas en la zonificación.

Figure 3: a) Strain shape factor map (normalized value k'), deduced from interpolated focal mechanism data (1 normal fault, 2 normal fault with shear component, 3 oblique normal fault, 4 strike-slip fault, 5 oblique reverse fault, 6 reverse fault with shear component, 7 reverse fault). b) Map of preferential seismic rupture of the source zones model for the seismic hazard assessment in the Iberian Peninsula (modified from García-Mayordomo, 2015).

Este tipo de representación de valores continuos de k' permite mejorar los análisis locales de peligrosidad sísmica, ya que aporta información adicional a la establecida a partir de la zonación.

Para representar las posibles aplicaciones de esta metodología se ha analizado en detalle la zona 31 (ver Fig. 3b). Esta zona, en el límite entre las provincias de Valencia y Alicante, se localiza geológicamente en la zona de confluencia entre las estructuras de orientación bética (ENE-OSO) y las directrices NO-SE presentes en el área. Su complejidad estructural queda de manifiesto en el mapa de k' (Fig. 3a) en el que se observa la alta variabilidad del valor de este parámetro en esta zona. Además en su interior se localizan dos de los terremotos históricos más importantes ocurridos en la Comunidad Valenciana: el terremoto de Tavernes del 18 de diciembre de 1396 (IX EMS, X ESI-07) y el terremoto de Estubeny del 23 de marzo de 1748 (IX EMS, IX ESI-07) (Silva et al., 2014).

La figura 4 muestra un esquema tectónico en el que se representan las principales estructuras obtenidas de la síntesis del mapa geológico continuo del IGME, mostrando claramente las dos directrices estructurales principales de la zona: ENE-OSO y NO-SE. Se representa también la sismicidad instrumental y las construcciones de los mecanismos focales situados en esta zona (Giner-Robles et al., 2016).

Los resultados del análisis de los mecanismos focales muestran direcciones de máximo acortamiento horizontal (σ_1) coherentes, tanto con la cinemática de las principales estructuras geológicas de la zona, como con el resultado regional obtenido del análisis del conjunto de los datos (Fig. 1a).

El análisis del factor de forma del tensor de deformación define claramente dos áreas en la zona con una dirección regional de σ_1 coherente según NO-SE (Fig. 4): (1) una zona extensiva hacia el noreste con predominio de fallas normales y normal direccionales, definiendo una extensión regional según NE-SO (σ_1 según NO-SE); (2) una zona compresiva en el sureste caracterizada por fallas inversas e inverso direccionales coherentes con una σ_1 según NO-SE.

Los mecanismos sintéticos de los terremotos históricos de Tavernes (1396) y Estubeny (1748) (Fig. 4) se han deducido del análisis de las fuentes sísmicas modelizadas en la construcción de los "ShakeMaps" de estos eventos (Giner et al., 2016). El carácter de los mecanismos obtenidos en esta modelización son coherentes con la distribución de los valores de k' en la zona, lo que valida la definición de la posible fuente sísmica a partir de la modelización y construcción de "ShakeMaps" (Silva et al., 2017).

El análisis de los parámetros del tensor de deformación a partir de las construcciones de mecanismos focales de terremotos puede proporcionar información adicional a los análisis de peligrosidad sísmica a diferentes escalas y permite la calibración y validación de modelizaciones de fuentes sísmicas de terremotos destructivos históricos.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2015-67169-P (USAL), CGL2013-47412-C2-2-P (IGME), EGE0 (2612-IGME) y al grupo QTECT-AEQUA y GQM-AEQUA.

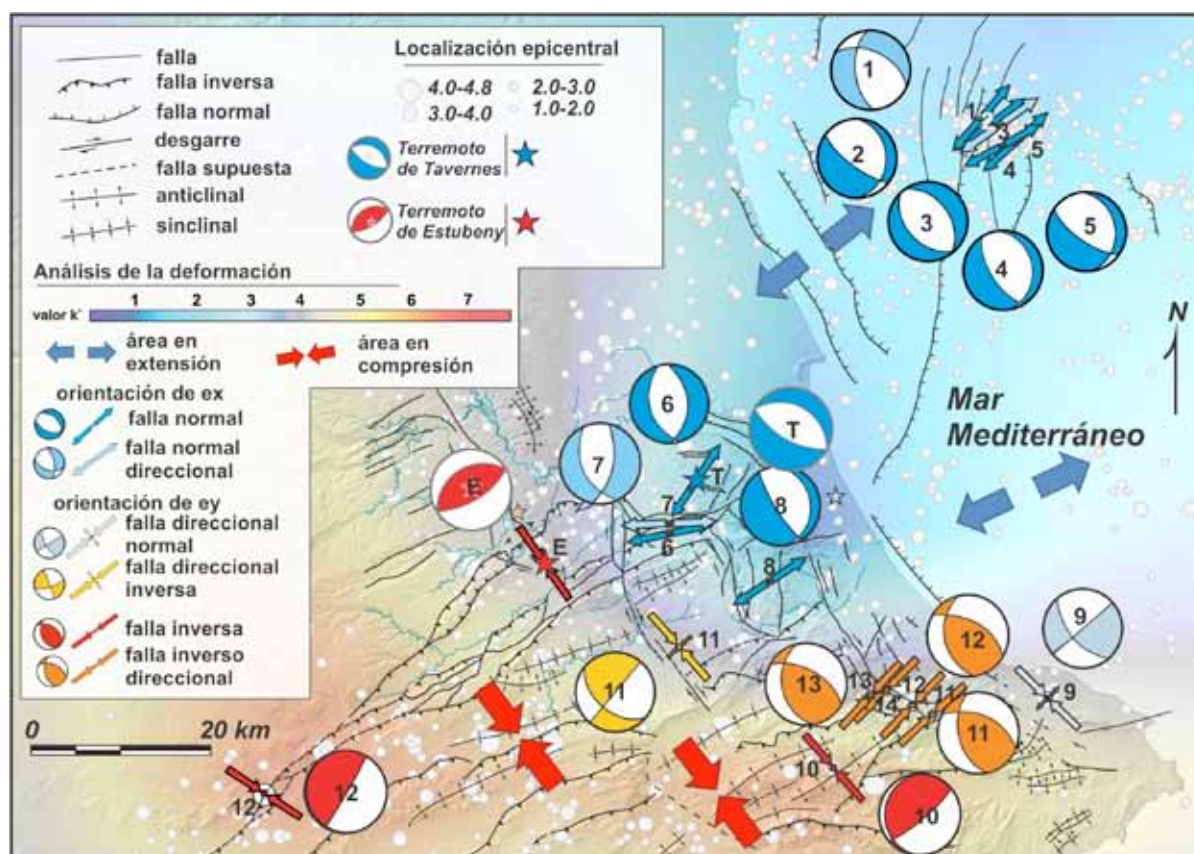
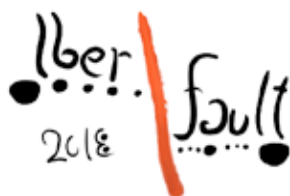


Figura 4: Mapa tectónico esquemático de la zona meridional del Golfo de Valencia (zona 31, ver Fig. 3b). Se representan los datos puntuales de orientación (ey/ex, flechas) y el factor de forma del tensor de deformación (k') (modificado de Giner et al., 2016).

Figure 4: Tectonic sketch of the southern part of the Gulf of Valencia (zone 31, see Fig 3b). Strain orientation data (ey/ex, arrows) and the shape of the strain tensor (k') (colour area, modified from Giner et al. 2016).

Referencias bibliográficas

- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central- Cordillera Ibérica*, Tesis doctoral, UCM, 317 pp.
- García Mayordomo, J. (2015). Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España. *Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia*, 5. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 130 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martínez, J.J. y González-Casado, J.M. (2009). Present-day strain field on the South American slab underneath the Sandwich Plate (Southern Atlantic Ocean): A kinematic model. En: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328, 155–167.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martínez, J.J. y González-Casado, J.M. (2008). Cluster analysis of the 3D instrumental seismicity within a subduction zone (Caribbean, Cocos and North American tectonic convergence): Implications for a kinematical tectonic model. En: *33rd International Geological Congress*, STT-07, Oslo (Norway).
- Giner-Robles, J.L., Elez, J., Silva, P.G., Rodríguez Pascua, M.A., Pérez-López, R., Bardají, T., Perucha, M.A., Roquero, E. y Rodríguez-Escudero, E. (2016). Definición de fuentes sísmicas de terremotos históricos a partir de la escala de intensidades macrosísmicas ESI-07 y la modelización por SHAKEMAPS. Implicaciones en la peligrosidad sísmica. *Geo-Temas*, 16 (1), 669-672.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, y M., Lucini, M., (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) present tectonic stress distributions in the Iberia Peninsula. *Tectonics*, 19, 762–786.
- I.G.N. (2018). Moment Tensor catalogue. <http://www.ign.es>
- De Vicente, G., Cloetingh, S.; Muñoz-Martín, A.; Olaiz, A.; Stich, D.; Vegas, R.; Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of moment tensor focal mechanisms from active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, 0-22.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario, J., Perucha, M.A., Bardají, T., Huerta, P., Roquero, E. y Bautista, B. (2014). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. IGME-AEQUA, 358 pp.
- Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Martínez Graña, A.M. (2017). ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): An approach based on geological data and applied to seismic hazard. *Quaternary International*, 451, 185-208.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F. y Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295–317.
- Stich, D., Martín, R. y Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia–Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483, 390–398.



PRELIMINARY CHARACTERIZATION OF THE MAGNITUDE-FREQUENCY DISTRIBUTIONS OF MULTI-FAULT RUPTURE HYPOTHESES AT THE EASTERN BETIC SHEAR ZONE (SE SPAIN) BY USING THE SHERIFS APPROACH

O. Gómez-Novell (1), T. Chartier (2, 3), J. García-Mayordomo (4), M. Ortuño (1), E. Masana (1), J.M. Insua-Arévalo (5), R. López (1) and O. Scotti (2)

(1) RISKNAT Group, GEOMODELS Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain (octgomez@ub.edu).

(2) Bureau d'Evaluation des Risques Sismiques pour la Sûreté des Installations, Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, 92262 Fontenay-aux-Roses, France.

(3) Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 75005 Paris, France.

(4) Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid, Spain.

(5) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain.

PREFERENCIA DE PRESENTACIÓN: ORAL

Abstract: Earthquake ruptures can be accommodated through the implication of multiple different fault sections within a specific fault or fault system (multi-fault ruptures). Accordingly, seismic hazard assessments should move from considering faults as individual sources to consider them as an interacting system. In this preliminary study we explored the magnitude-frequency distributions (MFDs) of five different hypotheses of fault ruptures for the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), each one determined by rules that allow or prevent particular fault sections from rupturing together. We used the computer code SHERIFS in order to obtain the MFDs of each hypothesis. Then, we performed a consistency check to analyse the fit between every modelled MFD and the short-term seismicity rates deduced from the regional seismic catalogue. The hypotheses that allow ruptures to propagate through a part or the whole fault system produce mean maximum magnitudes ($M_{w,max}$) over 7.0-7.6 with cumulative annual rates between 10^{-4} - 10^{-7} earthquakes/year (eq/yr), depending on the model considered. These annual rates are much lower than those obtained from the hypotheses that prevent multi-fault ruptures, but maximum magnitudes are almost one order higher (10^{-4} - 10^{-6} eq/yr for $M_{w,max}$ 6.5-7.0). For the consistency check we observed that the hypothesis that fits best the catalog is the one that allows the occurrence of long multi-fault ruptures between several major faults of the system, so this is our preferred model, but other hypotheses cannot be discarded. It is important to consider that the results of this study are preliminary, since the research is still ongoing. Improvements on the rupture models (e.g. by including more fault sources), exploration of the buffer area, completeness of the catalogue and other variables (e.g. b value) need to be done in the future to obtain more accurate results.

Key words: multi-fault rupture, magnitude-frequency distribution, seismic catalogue, annual rate.

Introduction and methodology

It has been widely observed that deformation during earthquakes can be accommodated by simultaneous ruptures involving different neighbouring fault sections within a specific fault or fault system (e.g. 2012 Sumatra earthquake, Indonesia; 2016 Kaikoura earthquake, New Zealand). In this way, modern seismic hazard assessments should consider fault sources as an interacting system and hence fault ruptures as an additional aleatory variable into the calculation of earthquake rates.

The Eastern Betic Shear Zone (EBSZ, SE Spain) is a tectonically active area with mainly strike-slip faults, where recent studies have yielded much higher values of slip rate than previously regarded; e.g. 1 mm/yr (paleoseismological 3D trenching) and 1.6-1.7 mm/yr (geomorphological analysis) for the Alhama de Murcia fault (Ferrater, 2016; Ferrater et al., 2017) and 1.1-1.3 mm/yr (geomorphological analysis) for the Carboneras fault (Moreno, 2011; Moreno et al., 2015). These “not-so-low” slip rates have a direct impact on the seismic hazard of the region, highlighting the need to better constrain the probability of occurrence of potentially damaging earthquakes.

Whereas the occurrence of a given rupture is taken into account as an aleatory uncertainty in our study, it is affected by the epistemic uncertainty concerning what is the set of possible ruptures in the system. In this context a) we explored the magnitude-frequency distributions (MFDs) obtained for five different hypothesis of multi-fault ruptures for the EBSZ, each one determined by rules that allow or prevent particular neighbouring fault sections from rupturing together and b) we performed a preliminary consistency check to analyse the fit between every modelled MFD and the short-term seismicity rates

deduced from the regional seismic catalogue, in order to estimate the most plausible rupture hypothesis for the EBSZ. We used SHERIFS (Seismic Hazard and Earthquake Rates in Fault Systems; Chartier et al., 2017), a new computer code written in Python that allows to compute earthquake rates on faults given i) the geometry of a fault system and of a background, ii) a list of potential sources (e.g. multi-fault ruptures) and iii) a specified target shape for the MFD of the fault system (b value of the region). For the consistency check we used the National Seismic Catalogue and completeness times employed for the Spanish Seismic Hazard Map (IGN-UPM, 2013), updated until 2012, de-clustered of foreshocks and aftershocks, and homogenized to Mw. We extracted the seismicity data from a defined buffer zone around the fault sources (Fig. 1) and for depths <35 km. This zone corresponds to the EBSZ seismogenic zone used for the calculation of the Spanish Seismic Hazard Map (IGN-UPM, 2013) and available at the Seismogenic Zones of Iberia database (ZESIS; IGME, 2015a).

In this study we determined five different earthquake rupture hypotheses/models for the EBSZ, one considering single fault ruptures and four considering multi-fault ruptures, in which the main active major faults of the area are involved: Carboneras fault (CF), Palomares-Hinojares fault (PF), Los Tollos fault (LTF), Carrascoy fault (CAF), Bajo Segura fault (BSF) and Alhama de Murcia fault (AMF). The different rupture hypotheses were discussed and agreed among eighteen geologists in a workshop held by the recently formed “Fault2SHA-Betic working group” (see Ortuño et al., 2018). Along the trace of these major faults we defined shorter stretches (fault sections) with varying lengths between one and two times the seismogenic depth (i.e. from 8 to 24 km, depending on each structure) (Fig.1). Hereafter, we use the term “multi-fault

rupture” to refer to a rupture in which multiple neighbouring fault sections are involved. We have followed geological criteria to define the sections, such as the existence of gaps, sharp azimuth changes, as well as the segmentation limits established in previous literature (e.g. Martínez-Díaz et al., 2012 for the AMF). For those areas where no geological criteria could be applied (e.g. some parts of the offshore portion of the CF), we defined them by the aforementioned length restrictions. The rupture hypotheses explored are:

(1) **No multi-fault ruptures:** We considered that the fault sections defined for each fault can only rupture individually; multi-fault ruptures are not allowed.

whole individual sub-systems, but not from one to the other. For this case we assumed that the kinematic and geometric differences between faults of the same sub-system are not important enough as to prevent a rupture from propagating, i.e., they are not boundaries. However, these differences are more important between sub-systems, so that a rupture could hardly propagate from one to another. Specifically, the CF and PF are both sub-vertical and strongly left-lateral strike-slip faults, so it is plausible to think that a rupture could propagate through both. By contrast, LTF, CAF and BSF are S-SE dipping faults with strong reverse and little strike-slip components, so that a rupture together with the previous sub-system seems less plausible. The AMF is considered as a different sub-system since it is

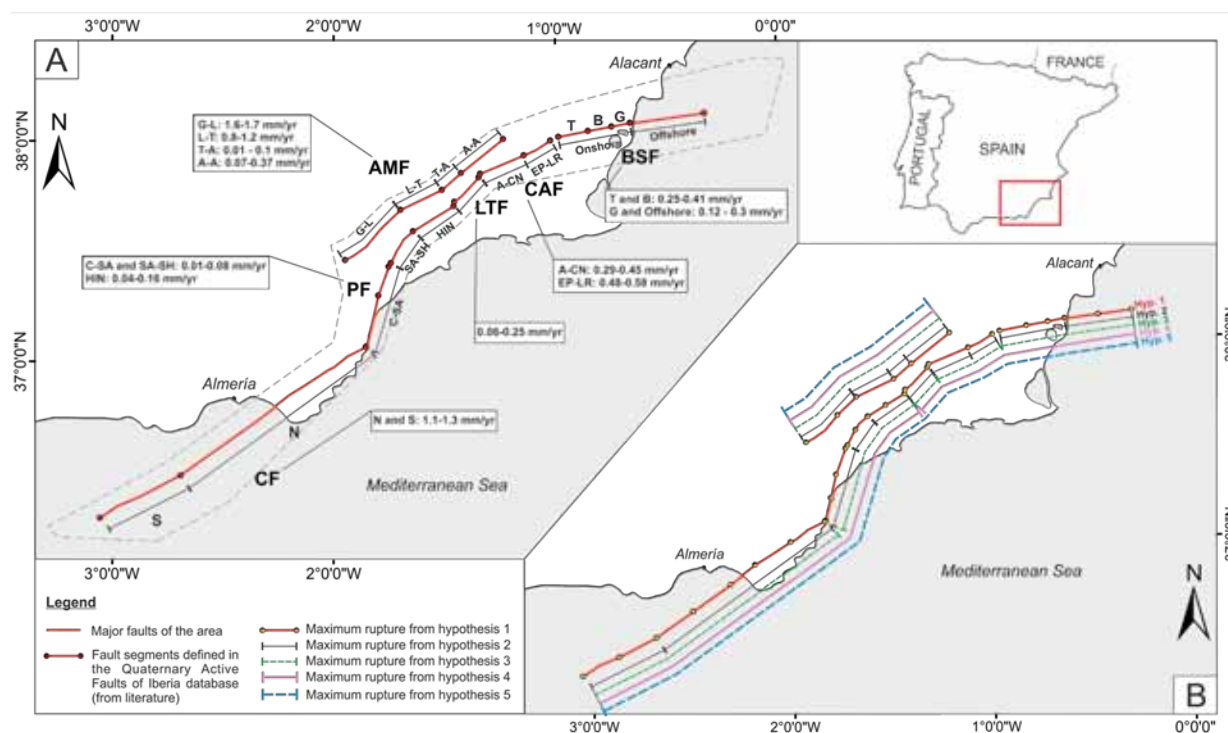


Figure 1. A) Fault traces of the main active major faults at the EBSZ (simplified from QAFI; IGME, 2015b). The red points delimit the main segments of the faults defined in the QAFI database from literature. S: Southern, N: Northern (CF); C-SA: Carboneras-Sierra Almenara, SA-SH: Sierra Almenara-Sierra del Hinojar, HN: Hinojares (PF); Los Tollos (LTF); A-CN: Algezares-Casas Nuevas, EP-LR: El Palmar-Los Ramos (CAF); Onshore (includes the subsegments T: Torremendo, B: Benéfiz and G: Guardamar), Offshore (BSF); G-L: Góñar-Lorca, L-T: Lorca-Totana, T-A: Totana-Alhama, A-A: Alhama-Alcantarilla (AMF). The grey dashed polygon indicates the buffer zone from where the seismic catalogue has been extracted. **B)** Scheme of the maximum single fault and multi-fault ruptures allowed for each rupture hypothesis explored in this study. Symbols and colours are indicated in the legend. The situation of the study area is also indicated in the map at the upper right corner.

(2) **Predefined segments ruptures:** In this hypothesis we considered that the fault sections defined can rupture together, but only within the segments defined in the Quaternary Active Faults database of Iberia, agreed from literature (QAFI; IGME, 2015b). These segments are shown in Fig.1. Multi-fault ruptures are not allowed between these segments.

(3) **Complete major faults ruptures:** We considered that multi-fault ruptures can propagate through a complete major fault, but not between different faults (e.g. the Carboneras fault can rupture completely but it cannot rupture together with any section of the Palomares-Hinojares fault). We assumed that the differences between the different major faults (i.e. kinematics, slip rate, geometry, etc.) are relevant enough to prevent the propagation of a rupture.

(4) **Multi-major faults ruptures:** In this hypothesis we considered that the EBSZ behaves in 3 separate sub-systems which include several major faults. These sub-systems are: CF-PF, LTF-CAF-BSF and AMF. Fault ruptures can propagate through the

separated by more than 5 km from the other sub-systems. Wesnousky (2008) statistically observed that ruptures in California do not propagate between fault sections separated more than 5 km.

(5) **Whole system ruptures:** No restrictions are made in this hypothesis for the CF-PF and LTF-CAF-BSF systems. Given a particular event we considered that a rupture could propagate across both systems. For the AMF, as the previous hypothesis, we considered it as an independent source and therefore it can rupture completely but only on its own.

The computation with SHERIFS led to the obtaining of the MFDs for the whole fault system of each hypothesis, which were imposed to follow the shape of a Gutenberg-Richter distribution (GR). Each distribution was explored with 20 random samples of the slip rate on faults, the b value of the GR and the $M_{w,max}$. The slip rate of the faults was revised and updated from the QAFI database within the frame of the workshop of the “Fault2SHA-Betic working group” (see Ortuño et al., 2018). The b value explored

ranges from 1.0 to 1.1, which is in agreement with the b value estimated for the EBSZ ($b=1.03$) (IGME, 2015a). The scaling relationship used is Wells & Coppersmith (1994) for rupture area.

Results

We observed that the hypotheses that allow multi-fault ruptures (hypotheses 2-5) produce mean maximum magnitudes ($M_{w,max}$) over 7.0-7.6, but some samples of hypothesis 5 (hyp. 5) reach M_w 8.0. The mean cumulative annual rates for these $M_{w,max}$ are in the range of 10^{-4} - 10^{-6} earthquakes/year (eq/yr), up to 10^{-7} eq/yr for some samples of hyp. 5. The hypothesis that does not allow multi-fault ruptures (hyp. 1), produces lower $M_{w,max}$ (6.5-7.0) with mean rates in the range of 10^{-4} eq/yr up to 10^{-5} eq/yr for some samples (Fig. 2).

The preliminary consistency check led to the analysis of the fit between the modelled MFDs of each hypothesis and the short-term seismicity rates obtained from 112 events in the seismic catalogue. Hyp. 5 has the worst consistency with the catalogue's rates out of all the hypotheses because its modelled MFD strongly underestimates the annual rates with respect to the seismicity data (Fig. 2). This is because the largest ruptures include slow moving faults (e.g. PF, LTF and CAF), which significantly lower the annual rates of the highest magnitudes. The rate of high magnitude earthquakes being limited means that the rate of the whole MFD is therefore limited. This explains why hypothesis 5 shows low rates underestimating the catalogue. Hyp. 2 and 3, both tend to slightly overestimate the seismicity rates deduced from the catalogue especially for $M_w > 5.0$ (Fig. 2), but the fit is still considerably accurate for M_w 4.0-5.0. Hyp. 1 shows that the modelled MFD slightly underestimates the catalogue's seismicity rates. However, some of the samples of the distribution fit with the seismicity rates around M_w 5.5 (Fig. 2). Last, hyp. 4 has a consistent fit with the short-term seismicity data and predicts its annual rates especially for M_w 4.0-5.0, though some samples fit well up to M_w 6.0 (Fig. 2).

Every hypothesis shows different amounts of post-seismic slip or creep events (Non-Main-Shock slip (NMS); sensu Chartier et al. 2017) (Fig.2). This is due to the fact that, in some cases, in order to fit the shape of the target MFD (imposed from b value) part of the slip rate budget is not consumed. This remaining budget is considered as NMS and it can indicate either 1) an error in the modelling and 2) part of the geologically deduced slip-rate of the fault is spent in non-seismic processes. Since we lack of this information for the Betics' fault system (e.g. creeping on faults, potential post-seismic slip...) we are still not able to establish the cause of this NMS in our models and so, we question the reliability of those with high percentage of NMS. We consider that NMS greater than $\sim 30\%$ represents a high misfit and might illustrate that the model has difficulties to spend the slip-rate budget with the given combination of input hypotheses (target MFD shape, multi-fault rupture set and slip-rate of the faults). Hyp. 1 and 5 have NMS over 80 and 90%, respectively. Hyp. 2 and 4 have NMS around 20-40%, with approximately half of the samples in the range of 20-30% and the other half between 30-40%. Hyp. 3 has the lowest NMS with values of 10-20%.

At this point of the study we determine that hypothesis 4 is our preferred model so far, since it is the one that predicts best the short-term seismicity rates from the catalogue. However, we point out the need to be cautious about this interpretation, since this hypothesis has an important amount of NMS that exceeds 30% for some samples and which may be related to "still-to-determine" uncertainties within the rupture models. We also want to remark that hyp. 3 predicts considerably good the catalogue's seismicity rates and its amount of NMS is lower than hyp. 4, so this model should also be contemplated. Conversely, hyp. 2 and especially hyp. 1 and 5 show poor consistent fits with the seismicity rates and also have high amounts of NMS, which leads us to question the reliability of such models. We find important to clarify that these results are preliminary since the research is currently ongoing and the implications of this study in the seismic hazard of the region could be important. Thus, we are yet not

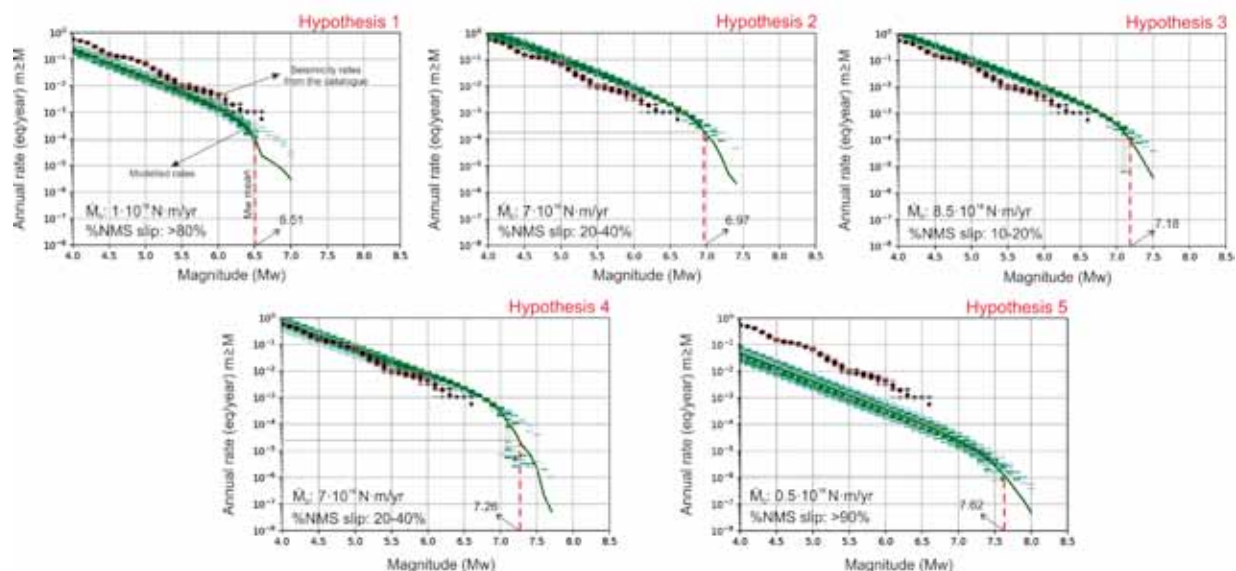


Figure 2. Results of the consistency check obtained for each fault-rupture hypothesis explored. Each green MFD corresponds to the Gutenberg-Richter distribution (GR) for the whole fault system, modelled from geological data. The green line is the mean of the cumulative annual rates of the samples explored for every magnitude. The garnet MFD corresponds to the seismicity rates extracted from the catalogue. Each MFD is represented as a coloured density function, where the most intense colours correspond to the cumulative annual rates predicted by a higher number of samples in the modelling, and so, they condition the position of the mean. Note that the mean of the maximum magnitudes from the 20 samples explored for each hypothesis is indicated. The seismic moment rate modelled for the whole fault system is also indicated for every hypothesis. It is fundamental to clearly state that differences in this rate for the different hypotheses are due to the fact that each hypothesis implies different amounts of Non-Main-Shock slip (NMS) (sensu Chartier et al., 2017).

capable to affirm which rupture model is the most reliable for the EBSZ.

Perspectives

Because the rupture models here presented are still on development, further steps need to be taken to obtain more consistent results. First, the incorporation of more fault sources into the rupture models (e.g. Polopos, Andarax and El Alquilán fault systems) should be explored, since these faults could be linked to the EBSZ, have known associated seismicity and hence contribute to the seismic potential of the area. Second, more scaling laws and hypotheses of *b* value need to be explored, so that we can estimate the influence of different branches in the models. Also, it is necessary to take into account that the consistency check performed is valid only for the short-term seismicity rates. The lack of long-term seismicity in the catalogue is a limitation of this study since the rates of the highest magnitudes modelled cannot be checked. The EBSZ is a moderate seismicity area, where earthquakes over *M*_w 6.6 have not occurred during the historical and instrumental period, so the long-term rates modelled require to be checked with the geological and paleoseismological data of the faults in the future. We also find important to explore the incidence of using different areas of the buffer zone (e.g. including the seismicity of the aforementioned fault systems) and explore the time completeness of the catalogue. Finally, we draw attention to the need to comprehend the causes of the NMS in the models.

With all this, we consider that the preliminary results of this work are relevant for understanding the fault system's activity and dynamics, since they suggest a possible seismic behaviour for the EBSZ that could imply long fault ruptures by means of this approach. Also this methodology emerges as especially useful for areas as the EBSZ, i.e. with strong geological evidence of activity and seismic potential but with low instrumental seismicity and scarce data on the interaction between neighbouring fault sources.

Acknowledgements: This study has been conducted under the frame of the "PREVENT project" (CGL2015-66263-R MINECO/FEDER), funded by the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness. It has also profited from discussion within the FAULT2SHA ESC WG.

References

- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H., Boiselet, A. (2017). Methodology for Earthquake Rupture Rate estimates of fault networks: example for the Western Corinth Rift, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 1857-1869.
- Ferrater, M. (2016). *Velocitat de desplaçament de la falla d'Alhama de Murcia (Bètiques Orientals); implicacions en el seu potencial sísmic*. PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona (Spain), 282 pp.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451, 87-100.
- IGME (2015a). ZESIS: Base de Datos de Zonas Sismogénicas de la Península Ibérica y territorios de influencia para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España. Accessed on January 17th, 2017 from IGME web site: <http://info.igme.es/zesis>.
- IGME (2015b). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed on January 17th, 2017 from IGME web site: <http://info.igme.es/qafi>.
- IGN-UPM (2013). Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012. Ed. Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 pp.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M. (2012) Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 253-270.
- Moreno, X. (2011). *Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault*

- (Eastern Betics, SE Iberia). PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona (Spain), 305 pp.
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., & Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, 663, 78-94.
- Ortuño, M., Masana, E., Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Fault2SHA Betics working group (2018). Fault rupture hypothesis at the Eastern Betics (SE Iberia); insights from the "collective thinking" within the frame of the FAULT2SHA approach. *Geophysical Research Abstracts*, 20.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture width, Rupture Area and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wesnowsky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 1609-1632.



EL CATÁLOGO SÍSMICO DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL: UNA GUÍA PARA EL USUARIO

The earthquake catalogue of the Spanish National Geographic Institute: A user's guide

Á. González (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Alvaro.Gonzalez@unizar.es
En traslado a: Centre de Recerca Matemàtica, Bellaterra (Barcelona)

Resumen/resumo: El catálogo de terremotos recopilado por el Instituto Geográfico Nacional es la principal fuente de información sobre la sismicidad en España. Esta comunicación revisa sus características desde un punto de vista práctico, para mostrar al usuario potencial sus mejoras progresivas, pero también sus aspectos potencialmente problemáticos. Se cartografía hasta qué magnitud el catálogo es completo y cuáles son las precisiones típicas en la localización espacial de eventos. Se revisa el empleo de diversas escalas de magnitud, y los procedimientos de actualización del catálogo. También se trata la contaminación del mismo por explosiones artificiales, y se muestra cómo las localizaciones de éstas tienen tendencias de dispersión que ayudan a comprender los errores típicos de localización de terremotos tectónicos. Se confía en que estos análisis ayuden a hacer un uso más responsable y pleno de esta valiosa fuente de información.

Palabras clave: *Sismología estadística, magnitud de completitud, localización de terremotos, voladuras*

Abstract: The earthquake catalogue compiled by the Spanish National Geographic Institute is the main source of information about Spain's seismicity. This presentation reviews its characteristics from a practical point of view, to show potential users its progressive improvements, but also its potentially problematic issues. It is mapped to what extent the catalogue is complete, and which are the typical uncertainties in the spatial location of events. An overview is provided of the different magnitude scales used, and the procedures followed for updating the catalogue. The contamination of the catalogue by artificial blasts is also pointed out, and it is noted that their locations have dispersion patterns which shed light on the typical location errors of tectonic earthquakes. Hopefully these analyses will contribute to a more responsible and fulfilling use of this valuable source of information.

Key words: *Statistical seismology, magnitude of completeness, earthquake location, quarry blasts*

Introducción

Los catálogos sísmicos, que recogen los datos de los terremotos de una región, son muy valiosos, pero heterogéneos. Son heterogéneos en el tiempo, ya que se recopilan durante décadas, a lo largo de las que van cambiando las fuentes de información sísmica, las técnicas de análisis, e incluso los autores que llevan éste a cabo. Y son heterogéneos en el espacio, porque los datos son más completos y precisos en las partes mejor monitorizadas de la región, y menos detallados para los terremotos que ocurren en partes remotas de ésta, o a gran profundidad. Es por ello imprescindible tener estas heterogeneidades en cuenta antes de emplear un catálogo sísmico, por ejemplo para calcular la peligrosidad sísmica, o para tratar de asociar terremotos del catálogo a fallas activas concretas.

En España, el catálogo sísmico más completo es el recopilado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2018). La revisión de la parte histórica del catálogo, hasta el año 1900, se detalló por Martínez Solares y Mezcua (2002), y el catálogo entre 1901 y 1980 se basa principalmente en el trabajo de Mezcua y Martínez Solares (1983). La evolución, precisión y completitud del catálogo, especialmente desde el comienzo de la era plenamente instrumental (1962 en adelante), se ha presentado por González (2017).

Esta comunicación pretende servir de guía para la comunidad de usuarios del catálogo, resumiendo y actualizando el análisis de González (2017). Se centra en los siguientes puntos, que pueden ser los de mayor utilidad práctica.

Magnitud de completitud

La magnitud de completitud (M_c) es la magnitud mínima a la que todos los terremotos se detectan e incluyen en un catálogo. En general, los catálogos suelen ser más completos conforme pasa el tiempo y se van produciendo mejoras en la instrumentación sísmica y en las técnicas de análisis. Es necesario tener esos cambios del catálogo en cuenta para calcular M_c en detalle.

Para la parte más antigua del catálogo del IGN sólo pueden darse valores relativamente poco detallados de M_c . Por ejemplo, el catálogo parece completo para el interior de la Península Ibérica desde $M_c=5$ a partir de ~1800 y desde $M_c=4$ a partir de ~1950.

Desde 1962 en adelante es posible analizar M_c en mapas sucesivos (González 2017 y figura 1), que tienen en cuenta hitos en el desarrollo de la red sísmica, en las técnicas de análisis y en las escalas de magnitud empleadas. En lugar de tratar de calcular M_c en polígonos de la región, estos mapas emplean estadísticas de los terremotos más próximos a cada lugar para tratar de obtener M_c con

la mayor resolución posible. Eso sí, en las zonas donde hay pocos terremotos registrados M_c no puede calcularse con este método.

Resulta, lógicamente, que M_c es mejor (más baja) en las zonas más densamente monitorizadas, y empeora (sube) al alejarnos de ellas. Los valores típicos de M_c en la Península Ibérica eran de ~ 3 justo antes de noviembre de 1997. Bajaron entonces a ~ 2.5 (gracias al uso de programas informáticos mejorados para detectar y localizar eventos). La principal mejora se obtuvo a partir de marzo de 2002, con la red de sismómetros de banda ancha ya desplegada. Desde entonces, con diversas variaciones, en toda la Península M_c es ~ 2 o menor, con zonas especialmente bien monitorizadas en las que baja a valores en torno a 1, mientras que en zonas alejadas de la red el catálogo es mucho menos completo (González 2017 y figura 1).

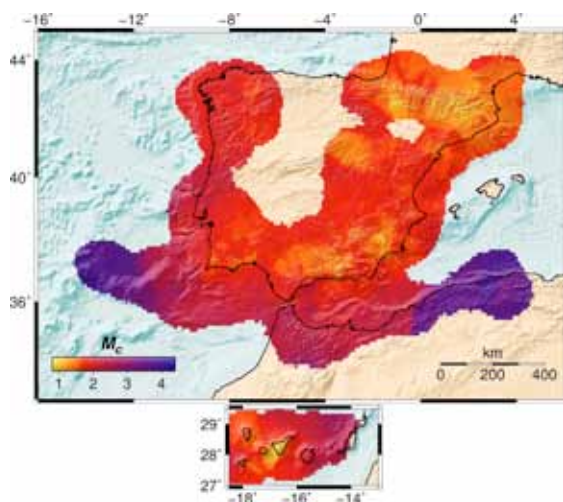


Figura 1: Magnitud de completitud (M_c) del catálogo entre enero de 2014 y diciembre de 2017, en la Península Ibérica, Islas Canarias y alrededores. Consúltese González (2017) para más detalles y mapas de M_c en periodos previos.

Figure 1: Magnitude of completeness (M_c) of the catalogue between January 2014 and December 2017, in the Iberian Peninsula, Canary Islands and surroundings. Check Gonzalez (2017) for details and M_c maps for earlier periods.

Hay que tener en cuenta que estos valores de M_c son promedios. Ésta mejora (baja) si se instalan estaciones sísmicas temporales en una zona, mientras que empeora (sube) cuando ocurren secuencias de réplicas o enjambres sísmicos en los que las ondas de los terremotos pueden llegar a interferir entre ellas y no poder separarse, o superar la capacidad de análisis del sistema de detección. Hay también otros cambios más prosaicos, debidos al ruido sísmico que generan las actividades humanas: se detectan más terremotos por la noche y en los fines de semana, cuando ese ruido es menor (González, 2017).

Diversidad de escalas de magnitud

Uno de los aspectos más sorprendentes para el neófito es que las magnitudes de los terremotos, pese a ser determinadas mediante métodos físicos, habitualmente están medidas en escalas no

equivalentes entre sí, carecen de unidades físicas coherentes y tienen una incertidumbre considerable.

En el catálogo del IGN se incluyen actualmente eventos con cinco escalas de magnitud diferentes, y la sustitución de unas por otras ha producido variaciones sistemáticas en los valores de magnitud (González, 2017). Así, conviven en el catálogo eventos más antiguos, en los que se emplearon escalas de magnitud ahora desfasadas, con otros más recientes, con escalas de magnitud más modernas y robustas.

Por ello, cuando se desea usar el catálogo para calcular la peligrosidad sísmica es necesario intentar homogeneizar las magnitudes a una escala única empleando relaciones de conversión entre ellas (Cabañas *et al.*, 2015), lo que requiere considerar las incertidumbres asociadas (Gaspar-Escribano *et al.*, 2015). Estas conversiones, sin embargo, nunca llegan a homogeneizar las magnitudes por completo; para ello se requeriría recalcular las magnitudes a una escala única partiendo de los datos originales de cada terremoto (por ejemplo, Tormann *et al.*, 2010).

De las escalas empleadas actualmente, sólo la magnitud momento (M_w), que se determina desde el año 2002 para los terremotos mayores de magnitud ~ 3.5 (Rueda y Mezcuá, 2005) tiene un sentido físico claro (Hanks y Kanamori, 1979). Sus valores calculados por el IGN son consistentes con los determinados por otras agencias o autores (por ejemplo, Chevrot *et al.*, 2011, Cabañas *et al.*, 2015).

Actualmente, para la mayoría de terremotos en la Península Ibérica, Islas Canarias y alrededores inmediatos se usa una escala (m_{bLg}) basada en la amplitud de la fase Lg (un tren de ondas que se propaga en corteza continental, dominando los sismogramas a distancias regionales). Esta fase se bloquea al propagarse por corteza oceánica y no está bien desarrollada para terremotos de foco profundo, así que en estos dos casos se usa una escala (m_b) basada en la amplitud de las ondas P.

Es importante destacar que esa escala m_b proporciona magnitudes sobreestimadas con respecto a la M_w y m_{bLg} (Cabañas *et al.*, 2015), de modo, que los terremotos profundos o alejados de la Península o de Canarias tienden a tener en el catálogo magnitudes exageradas. Eso también produce un aumento brusco de la M_c calculada lejos de la Península (figura 1).

Revisión del catálogo

Uno de los aspectos relevantes para el usuario es que el catálogo se revisa y mejora con el tiempo, por lo que no es estable. Son numerosos los artículos que han usado una versión anterior del catálogo y cuyos resultados ya no son reproducibles porque el catálogo se ha modificado posteriormente. Sería por ello adecuado, al realizar cualquier investigación, conservar una copia del catálogo descargado e indicar la fecha de descarga de los datos en la publicación de los resultados.

El catálogo pasa por varias fases de revisión. Tras una primera determinación automática de la

localización y magnitud de cada terremoto (obtenida en minutos), se realiza una revisión manual en las horas y días siguientes. Además, con una periodicidad irregular (pasados en torno a 18-24 meses), se revisa en detalle un año del catálogo en bloque, incorporando datos de estaciones de otras redes sísmicas, y recalculando localizaciones y magnitudes, obteniendo así un catálogo más completo y preciso. Por ello no es de extrañar que ocasionalmente el catálogo se purgue de eventos espurios, o que aparezcan otros nuevos, o que las magnitudes y localizaciones se modifiquen, en ocasiones sustancialmente. Muchos de estos cambios no se documentan, de modo que sólo se aprecian cuando el usuario descarga el catálogo en diferentes fechas y compara las versiones del mismo entre sí.

Sí que es posible averiguar si un evento ha pasado por la revisión anual definitiva o no, comprobando la etiqueta del autor en el catálogo completo con fases ("IGN" para eventos sin revisar y "bull_2" para eventos revisados). El catálogo con fases es el que incorpora los datos originales de las estaciones sísmicas usados para el cálculo, y puede descargarse desde el formulario de la web del IGN.

Precisión de las localizaciones

En general, los nuevos terremotos se han ido localizando cada vez de manera más precisa con los años, al ir instalándose nuevas estaciones de la red sísmica, y especialmente desde noviembre de 1997, por la mejora en el *software* usado para la detección y localización. La precisión de localización de cada terremoto puede consultarse desde esa fecha en el catálogo con fases. Esa precisión se expresa como una elipse de error del 90% (se estima que el epicentro estará dentro de ella con un 90% de probabilidad) y un rango del 90% de la profundidad hipocentral. Las estadísticas y mapas de esas precisiones y de las medidas antes de 1997 se pueden consultar en González (2017).

Como en otras redes situadas en islas o penínsulas, la precisión decae rápidamente para eventos situados mar adentro, en cuanto nos alejamos de la red. Así, mientras en el interior de la Península los errores típicos son de unos 5 km en la horizontal, en lugares distantes a la costa llegan a ser de decenas de kilómetros (figura 2).

Un efecto de este tipo de error de localización puede apreciarse claramente en los eventos clasificados como explosiones artificiales (figura 3). Aunque éstas ocurren en lugares concretos (principalmente en minas, canteras u obras públicas), muchas aparecen dispersas, o incluso localizadas en el mar, y con frecuencia siguen pautas radiales aproximadamente perpendiculares a la costa. Esto es porque los datos de llegada de las ondas a las estaciones se pueden ajustar de manera similar a distintas distancias de las estaciones, pero diferentes profundidades, aproximadamente en la bisectriz de la línea que une las estaciones más próximas. Errores de localización con estas pautas también son de esperar en terremotos tectónicos ocurridos mar adentro, lo que puede requerir localizarlos con otras técnicas (por ejemplo, Cesca *et al.*, 2014).

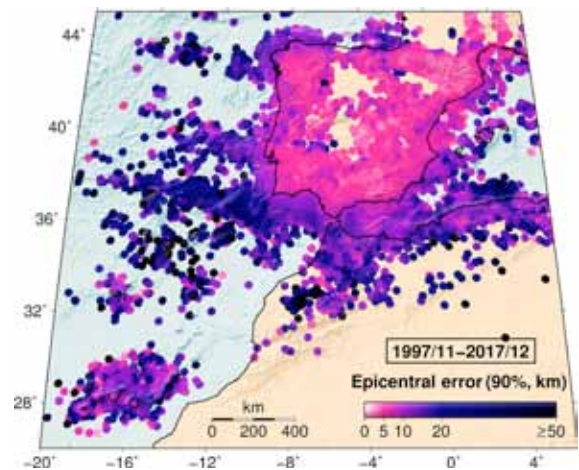


Figura 2: Precisión (error calculado) en las localizaciones epicentrales desde noviembre de 1997 a diciembre de 2017. Se expresa como la media espacial del semieje mayor de la elipse de error del 90%. Véase González (2017) para más detalles y mapas de error de la profundidad hipocentral.

Figure 2: Precision (calculated error) of the epicentral locations from November 1997 to December 2017. It is expressed as the spatial average of the major semiaxis of the 90% error ellipse. See González (2017) for further details and maps of hypocentral depth error.

Estos errores en la localización también causan errores en las magnitudes: si un terremoto se localiza más lejos de las estaciones de lo que realmente está, se le calculará también una magnitud mayor de la real para poder explicar la amplitud de las ondas registradas en las estaciones.

La profundidad del hipocentro suele tener incertidumbres similares o mayores a las del epicentro, y está sin acotar para terremotos muy alejados de las costas peninsulares. Para en torno a un tercio de los terremotos no ha sido posible calcular la profundidad, por lo que en el catálogo se les ha adjudicado una profundidad fija para poder calcular el epicentro. Esto se anota con la etiqueta "f" en la profundidad en el catálogo de fases. Se usan diversos valores de profundidades fijas para distintos terremotos, y su uso ha cambiado en distintos periodos (González, 2017).

Contaminación por explosiones artificiales

Un problema habitual en los catálogos sísmicos es que los temblores de explosiones artificiales (voladuras en minas, canteras, demoliciones y obras públicas) pueden ser confundidos con pequeños terremotos y consignarse como tales en el catálogo.

En la Península Ibérica se detectan más explosiones artificiales que terremotos naturales (figura 3). Especialmente difíciles de identificar correctamente son las explosiones pequeñas que ocurren lejos de las estaciones sísmicas, en particular si se realizan en minería de interior, a una cierta profundidad. No hay una obligación legal de comunicar en detalle las voladuras a organismos oficiales, de modo que el IGN, como otras agencias, trata de identificarlas por sus formas de onda registradas en las estaciones, su horario de ocurrencia, y su cercanía a minas, canteras y obras.

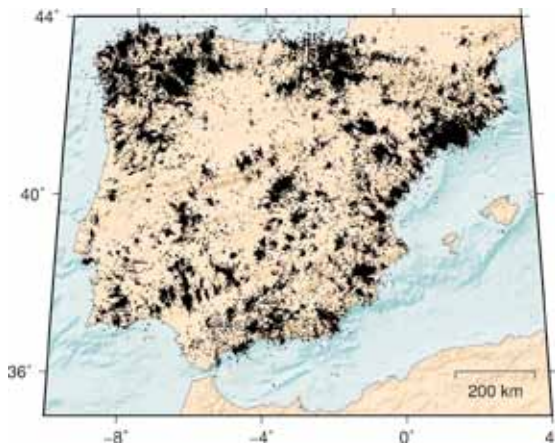


Figura 3: Los ~96.000 eventos marcados como explosiones artificiales y excluidos del catálogo en la Península Ibérica entre enero de 2000 y enero de 2018. Están localizados con menos detalle por el IGN que los considerados tectónicos. Nótese cómo los epicentros se dispersan en direcciones preferentes (por ejemplo, perpendiculares a la costa), debidas a errores en la localización.

Figure 3: The ~96,000 events labelled as artificial explosions and excluded from the catalogue in the Iberian Peninsula between January 2000 and January 2018. They are located with less detail by IGN than those considered tectonic. Note that the epicentres are scattered along preferential directions (for example, perpendicular to the coast), due to location errors.

Si un evento se etiqueta como artificial, se excluye del catálogo y se incluye en una base de datos aparte que ha de solicitarse al IGN personalmente. Es posible que, a la inversa, esta base de eventos excluidos incorpore eventos tectónicos genuinos. Otros organismos prefieren incluir todos los eventos en sus catálogos, pero etiquetarlos de manera diferente.

Desafortunadamente, pese a estos esfuerzos de filtrado (García Vargas *et al.*, 2017), el catálogo del IGN contiene pequeñas explosiones (de magnitud típicamente <2, pero algunas hasta de ~2.5) confundidas con terremotos naturales (Gulia, 2010, González, 2017).

Aunque estos eventos son en realidad muy poco profundos, en ocasiones se les han calculado profundidades de varios kilómetros, de modo que no pueden filtrarse del catálogo por su profundidad. Al estudiar la sismicidad en una zona, es necesario comprobar que en ella no hay “terremotos” sospechosos en las cercanías de minas, canteras u obras, y que no ocurran a las horas específicas a las que se realicen voladuras, que dependen de cada caso (Gulia, 2010, González, 2017).

Conclusiones

Cualquier catálogo sísmico tiene particularidades y limitaciones que conviene tener en cuenta. Por

ejemplo, un cambio en la frecuencia aparente de los terremotos registrados en una región puede no ser natural, sino deberse a una variación de la red sísmica (lo que altera la magnitud de completitud) o a una modificación en las escalas de magnitud empleadas. También, para evaluar qué terremotos han podido ser generados por una falla concreta es necesario considerar los errores en las localizaciones hipocentrales. Y, si se analizan terremotos pequeños, hay que cuidarse de excluir explosiones artificiales. Se confía en que este estudio ayude a usar el extenso catálogo del IGN de un modo pleno y satisfactorio.

Agradecimientos: Se agradece al Instituto Geográfico Nacional la labor de vigilancia sísmica y recopilación del catálogo. Y, en particular, a Resurrección Antón el envío de los datos relativos a eventos artificiales.

Referencias bibliográficas

- Cabañas, L., Rivas-Medina, A., Martínez-Solares, J.M., Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B., Antón, R. & Ruiz-Barajas, S. (2015). Relationships between M_w and other earthquake size parameters in the Spanish IGN seismic catalog. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 2397-2410.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, Á., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E. & Dahm, T. (2014). The 2013 September-October seismic sequence offshore Spain: A case of seismicity triggered by gas injection? *Geophysical Journal International*, 198, 941-953.
- Chevrot, S., Sylvander, M. & Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510, 239-251.
- García Vargas, M., Rueda, J., García Blanco, R.M. & Mezcua, J. (2017). A real-time discrimination system of earthquakes and explosions for the mainland Spanish seismic network. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 213-228.
- Gaspar-Escribano, J.M., Rivas-Medina, A., Parra, H., Cabañas, L., Benito, B., Ruiz Barajas, S. & Martínez Solares, J.M. (2015). Uncertainty assessment for the seismic hazard map of Spain. *Engineering Geology*, 199, 62-73.
- González, Á. (2017). The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21, 435-471.
- Gulia, L. (2010). Detection of quarry and mine blast contamination in European regional catalogues. *Natural Hazards*, 53, 229-249.
- Hanks, T.C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcua, J. (2002). *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900)*. Monografía 18, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Mezcua, J. & Martínez Solares, J.M. (1983) *Sismicidad del Área Ibero-Magrebí*. Publicación Técnica 203 Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- IGN – Instituto Geográfico Nacional (2018). Catálogo de terremotos. www.ign.es [Consultado el 22/01/2018].
- Rueda J. & Mezcua, J. (2005). Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seismological Research Letters*, 76, 455-465.
- Tormann, T., Wiemer, S. & Hauksson, E. (2010). Changes of reporting rates in the Southern California earthquake catalog, introduced by a new definition of M_L . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 1733-1742.



UTILIZACIÓN DE SHAKEMAPS Y EFECTOS GEOLÓGICOS COMO ESCENARIOS PARA SIMULACROS EN GESTION DE DESASTRES POR TERREMOTO

ShakeMaps and Geological Environmental Effects as Scenarios for Exercises in Earthquake Disaster Management

R. Pérez-López (1), J. Élez (2), P. G. Silva (2), J. L. Giner-Robles (3), M. A. Rodríguez-Pascua (1), E. Roquero (4), T. Bardaji (5)

- (1) Área de Riesgos Geológicos. IGME-URGE- Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Respuesta Geológica de Emergencia. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003. SPAIN. r.perez@igme.es, ma.rodriguez@igme.es
(2) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. Ávila – Salamanca, SPAIN. j.elez@usal.es, pgsilva@usal.es.
(3) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. SPAIN. jorge.giner@uam.es
(4) Dpto. Edafología, Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid. SPAIN. elvira.roquero@upm.es
(5) Dpto. Geología, Geografía y Medio, Universidad de Alcalá de Henares. 28801-Madrid. SPAIN. teresa.bardaji@uah.es

Resumen: Se ha realizado un mapa de intensidad macrosísmica y aceleración del terreno (*ShakeMap*) de un terremoto SIMULADO, dentro de un macro ejercicio de emergencias Nivel III, propuesto por la Unidad Militar de Emergencias (UME), junto con Protección Civil y demás autoridades. El terremoto SIMULADO se localiza en la región de Murcia, con una magnitud de Mw 6.5, a 11 km de profundidad y asociado a un segmento activo de la Falla de Alhama de Murcia (FAM). El principal objetivo en este trabajo, es la génesis de mapas científicos útiles para las autoridades durante la gestión de la emergencia, mostrando las capacidades reales de gestión de un desastre natural de esta magnitud.

Palabras clave: ShakeMap, intensidad macrosísmica, ESI07, simulacro emergencias.

Abstract: We have developed a *ShakeMap* (macroseismic intensity map and ground acceleration) for a SIMULATED earthquake, to be used into a large Emergency exercise of the highest level (Level III), and proposed by the Spanish Military Emergency Unit (UME), plus the Spanish Civil Protection and other local organisms. The SIMULATED earthquake is located within the Murcia province (SE of Spain), with a magnitude Mw 6.5 and 11 km depth. Moreover, this SIMULATED earthquake was assigned to the Alhama de Murcia Fault. The main goal of this work is the generation of scientific maps to be used by civil and military authorities during the management of great natural disasters as earthquakes, giving a real vision about what we can expect in a large earthquake affecting a wide area of Spain.

Key words: ShakeMap, Macroseismic scale, ESI07, Emergency exercise.

INTRODUCCION:

Los terremotos destructivos que afectan a entornos urbanos e infraestructuras críticas requieren de la intervención de los equipos de emergencias de forma inmediata y durante un periodo de tiempo elevado, así como del uso de muchos recursos humanos y económicos. Teniendo en cuenta que un terremoto destructivo suele estar acompañado de efectos geológicos importantes, que al fin y al cabo dificultan la labor de rescate y restablecimiento de los servicios esenciales, así como de la ocurrencia de réplicas fuertes (Bath, 1965), la capacidad de elaborar mapas en tiempo real de la sacudida del terremoto ayuda en la toma de decisiones durante la gestión de la emergencia (Wald et al., 2008).

En este sentido, la intensidad máxima sufrida, la cual puede expresarse como intensidad macrosísmica y/o aceleración horizontal máxima del terreno (PGA en unidades “% g”, siendo g la aceleración de la gravedad terrestre), es un valor cuya estimación ayuda a la evaluación rápida del daño, al igual que los efectos geológicos de los terremotos (escala macrosísmica ESI07, Michetti et al., 2007), ayudan al restablecimiento de los servicios esenciales y la detección de potenciales problemas secundarios asociados (deslizamientos, caídas de rocas, basculamientos y hundimientos del terreno, etc.).

Aquí en España, gracias a la labor del proyecto del Plan Nacional QTecSpain (ref. CGL2015-67169-P), liderado por la Universidad de Salamanca, y en colaboración con el IGME, la Universidad Autónoma de Madrid, la Universidad Politécnica de Madrid y la Universidad de Alcalá de Henares, se ha desarrollado un algoritmo de aplicación rápida y obtención de los *ShakeMaps* en la Península Ibérica y zonas adyacentes (Elez et al., 2015, Silva et al., 2017a y b), introduciendo algunas mejoras al algoritmo inicial de libre acceso proporcionado por el USGS.

En este trabajo, presentamos el *ShakeMap* de un terremoto SIMULADO de magnitud M 6,5, a 11 km de profundidad, asignado a la Falla de Alhama de Murcia, y su uso para la gestión de emergencias con la combinación con los potenciales efectos geológicos (Escala Macrosísmica ESI07) y aceleraciones máximas. Este mapa se utilizará en el ejercicio GAMMA de la Unidad Militar de Emergencias, UME, (Emergencia de Nivel III, según la escala de Protección Civil descrita en la ley 17/2015 de Protección Civil).

El mayor reto al que nos enfrentamos durante la elaboración de este tipo de mapas es el tiempo de respuesta desde que se produce el terremoto. Sobre este *ShakeMap*, se obtiene una primera estimación

de daño por áreas y localidades afectadas, así como posibles zonas de efectos geológicos secundarios que necesiten intervención o provoquen daño. El objetivo final es la producción de mapas a tiempo real de sacudida sísmica (*real-time earthquake-shake map*).

ELABORACIÓN DEL SHAKEMAP:

Los denominados *ShakeMaps* (USGS, 2000, Worden y Wald, 2016), desarrollados por el servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica (USGS), reproducen el mapa de intensidades macrosísmicas y aceleraciones PGA para un terremoto fuerte (Magnitud superior a M 5,0), el cual se reconstruye a partir de información telesísmica y remota obtenidos originalmente de la red sísmica norteamericana y posteriormente de la red sísmica mundial. Su primer uso se remonta al año 1994 (terremoto de *Northridge*, EEUU), donde se generó un *ShakeMap* sin incluir la información de la magnitud ni del epicentro, sino simplemente mediante un código de colores se incluyó la intensidad macrosísmica y el potencial daño estimado (USGS, 2000, Worden y Wald, 2016). Originalmente, estos mapas se implementaron en California (EEUU), con el fin de apoyar en las labores de gestión de emergencias mediante la cuantificación “rápida” de la zona dañada y la zona libre de daño, para así poder estimar la movilización de recursos (Wald et al., 2008). Originalmente el mapa se realizaba horas después del sismo, actualmente el USGS lo realiza de forma automática a los 5 minutos después del sismo principal en el territorio estadounidense.

La elaboración de los *ShakeMaps*, según la metodología propuesta por Elez et al. (2015), consiste en la integración de diferentes modelos espaciales (modelos digitales a escala de 25 m de pixel), mapa de pendientes, etc.), a diferentes escalas. Mediante la iteración en un entorno SIG de estos modelos se obtiene una primera aproximación según el algoritmo de Boore et al. (1997) que define las ecuaciones de vibración del terreno.

Los datos de partida necesarios para la elaboración de los diferentes modelos-iterables son los parámetros del foco sísmico: magnitud (Mw), epicentro, profundidad, geometría del área fuente (geometría de la falla responsable del terremoto, longitud de ruptura y área de ruptura), tipo de terremoto (normal, inverso, desgarre), así como el efecto sitio definido por la denominada V_s^{30} y el parámetro de atenuación con la distancia introducido por la denominada “Joyner-Boore distance” (Boore et al., 1997; Boore y Atkinson 2008; Elez, 2015).

Los trabajos de Elez et al. (2015), Giner et al. (2015), Silva et al. (2017a) muestran una aplicación directa del algoritmo implementado por el equipo de trabajo de Elez et al. (2015) para terremotos instrumentales, Lorca 2011, Mw 5,2 (Silva et al, 2014), profundidad 4 km, terremoto en desgarre con componente inversa, ruptura de 16 km², los terremotos históricos de Tavernes (1396 AD, EMS98 IX) y Estubeny (1748 AD, EM98 VIII), e incluso modelizaciones de fuentes tsunamigénicas en relación al terremoto de Lisboa 1755 AD (Silva et al., 2017b).

SIMULACRO MURCIA 2018:

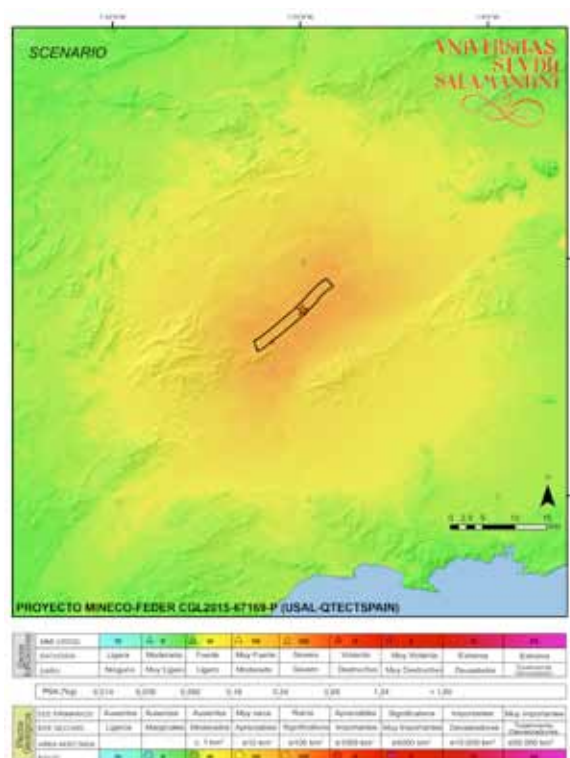


Figura 1: *ShakeMap* de un terremoto SIMULADO de magnitud Mw 6.5, asociado al segmento Totana-Alcantarilla de la Falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz et al., 2012), a partir de la metodología de Elez et al. (2015). La paleta de colores coincide con la propuesta por el USGS para los *ShakeMaps*. Como novedad, se incluye en la leyenda la estimación de los principales efectos geológicos asociados a terremoto según la escala ESI07 (Michetti et al., 2007).

Figure 1: *ShakeMap* of a SIMULATED earthquake of magnitude Mw 6.5, corresponding to the Totana-Alcantarilla active segment of the Alhama de Murcia Fault (Martínez-Díaz et al., 2012). This map has been obtained by applying the methodology proposed by Elez et al. (2015), and the scale bar colors are in agreement with the color proposed by the USGS. Moreover, we have included the type of the earthquake-induced geological effect from the ESI07 macroseismic scale (Michetti et al., 2007).

Todos los años la Unidad Militar de Emergencias (UME), junto con Protección Civil y demás agencias españolas que trabajan en emergencias, organiza un ejercicio de simulacro de emergencia de Nivel III, que equivale a un desastre natural de grandes proporciones, que obliga a que el Ministerio de Defensa, a solicitud del Ministerio de Interior, ceda la Dirección Operativa de la Emergencia al General en Jefe de la UME. Como terremoto modelo para el simulacro de emergencia, se pretende modelizar un terremoto de magnitud M 6,5 en la Región de Murcia, en las coordenadas LAT 37,9350° N, LON -1,3373° W, a 11 km de profundidad, siendo la responsable la falla de Alhama de Murcia, segmento Alcantarilla Murcia (Martínez-Díaz et al., 2012), con un terremoto inverso con componente en dirección. Según los datos, la longitud de ruptura con el modelo de empírico de Wells y Coppersmith (1994) serían 15 km.

Sobre el modelo digital del terreno del IGN (www.ign.es) se ha realizado el *ShakeMap* (Fig. 1), se ha aplicado la metodología del USGS para la elaboración de *ShakeMaps* según el modelo propuesto por Elez et al., (2015) y Silva et al. (2017b). Se ha utilizado el segmento de la FAM con una rotura de 15 km de longitud, un área de rotura de 165 km² y se ha representado en la figura 1 con la escala de colores propuesta por el USGS.

Para este modelo se llegan a obtener intensidades máximas de IX en algunos sitios de forma puntual, aunque la zona de VIII es bastante amplia y con aceleraciones generalizadas de algo más de 0,40 g en toda la zona cercana a la fuente. Las aceleraciones más altas, entre 0,50 g y 0,83 g de máxima se dan en valles muy encajados o zonas con pendientes altas dentro o muy cerca de la fuente y son zonas pequeñas.



Figura 2: Mapa derivado para la gestión de la emergencia obtenido a partir del *ShakeMap* de la figura 1. Se incluyen las isosistas VII y VIII, localidades afectadas, carreteras afectadas, así como estructuras críticas. También se diseña la colocación de campamentos, zona de posible réplica fuerte, etc.

Figure 2: Derived Tactical Map for Emergency Management. Isosits for intensity VII and VIII are included, and an example of emergency made-decision is also shown. Strong aftershocks center likelihood zone appeared at the bottom of the figure, left-side.

La tabla 1 (datos demográficos 2016) resume los principales datos que se utilizarán durante el simulacro con fines de gestión de la emergencia. Según este modelo, casi 92.000 personas estarían dentro de la zona de intensidad VIII (daño severo) y unas 680.000 en zona de daño moderado. Además, el área que sufriría daño severo sería de 360 km², mientras que el área de daño moderado sería de 1350 km².

Con estos datos, es posible reproducir un mapa táctico de gestión de la emergencia para las autoridades encargadas de la misma (Protección Civil, UME, etc.), mostrando los principales puntos de apoyo, zonas conflictivas, zonas de ocurrencia de

réplicas fuertes, etc. (Fig. 2). En este mapa, se han incluido diferentes niveles de información. Por un lado, se ha incluido la zona de intensidad macrosísmica VII y VIII, que probablemente sufrirá el mayor daño, atendiendo a las aceleraciones entre 0,35 y 0,66 g obtenidas. Además, se ha incluido la zona de mayor probabilidad de réplicas, si bien esta estimación depende más de información adicional como el estado de esfuerzos de Coulomb y la cartografía de fallas activas en la zona. También incluye información sobre los grandes núcleos de población dentro de las zonas de daño moderado y severo, carreteras, infraestructuras críticas. Finalmente, se incluye información propia de la gestión de la emergencia, ubicación del MOPI (Módulo de OPERaciones Integrado, desplegado por la UME en nivel III), Puesto de Mando Avanzado (PMA), campamentos de personal desplazado, puestos médicos, campamentos de atención a damnificados, etc.

CONCLUSIONES:

A partir de la información geológica y sísmológica derivada de estudios en zonas tectónicamente activas, es posible diseñar escenarios de movimiento fuerte del terreno que ayuden a la gestión de la emergencia y al diseño de ejercicios lo más realistas posibles, permitiendo así valorar a la sociedad los recursos de los que dispone para poder afrontar un desastre natural de estas características.

También permite identificar los puntos débiles durante la gestión de la emergencia y aquellos aspectos que pudiera no haberse teniendo en cuenta.

Una de las claves para que este tipo de mapas sean útiles es su inmediatez, la posibilidad de obtenerlos a tiempo real. El USGS los obtiene a los 5 minutos de un gran terremoto. Este mapa se ha generado en horas, debido a la mayor cantidad de información que maneja, MDT de mayor resolución, e información geológica sobre materiales de superficie.

Finalmente, desde el IGME se está implementando la Unidad de Respuesta Geológica de Emergencia (URGE), con el fin de generar información de este tipo para casos reales de desastres naturales y que ayuden a coordinar la mejor respuesta posible por parte de las autoridades civiles y militares.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto QTECT CGL2015-67169-P y el proyecto 3GEOFAM CGL2017-83931-C3-2-P, ambos del MINECO-FEDER, Plan Nacional de I+D+i, convocatoria de EXCELENCIA.

Referencias bibliográficas

- Bath, M. (1965). Lateral inhomogeneity's in the upper mantle, *Tectonophysics* 2, 483-514.
- Boore, D.M. y G. Atkinson, (2008). Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods Between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra* 24, 99-138.
- Boore, D.M., W. Joyner, T. Fumal, (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A Summary of recent Work. *Seismological Research Letters* 68 (1), 128-153.

Elez, J., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Huerta, P., Martínez-Graña, A. (2015). ESI-07 ShakeMaps for Instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): a preliminary approach applied to seismic hazard based on geological data. *Miscellanea INGV* 27, 132-135.

Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Escudero, E. (2015). Relationships between the ESI-07 scale and expected PGA values from the analysis of historical earthquakes (\geq VIII EMS) in East Spain: Tavernes 1396 AD and Estubeny 1748 AD earthquakes. *Miscellanea INGV* 27,

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Iber. Geol.* 38 (1), 269–286.

Michetti, A.M., E. Esposito, L. Guerrieri, et al., (2007). Environmental Seismic Intensity scale – ESI 2007. In: *Intensity Scale ESI-07* (Guerrieri, L., Vittori, E. Eds.). Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia 74. APAT, Rome. Italy. 41 pp.

Silva, P.G., R. Pérez-López, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Roquero, J.L. Giner Robles, P. Huerta, A. Martínez-Graña, T. Bardají, (2014). Macroseismic analysis of slope movements triggered by the 2011 Lorca Earthquake (Mw 5.1): Application of the ESI-07 scale. *Geogaceta*. 55.

Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T. and Martínez-Graña, A. (2017a). ESI-07 ShakeMaps for Instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): an approach based on geological data and applied to seismic hazard. *Quaternary International* 451C, 185-208.

Silva, J. Elez, J.L. Giner-Robles, P.V. Gómez-Diego, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Roquero, A. Martínez-Graña, T. Bardají. (2017b). The AD 1755 Lisbon Earthquake-Tsunami: Modelling the seismic source from the analysis of environmental and building macroseismic data. *Miscellanea INGV* 27, In: *8th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology* (PATA), 13 – 16 November, 2017, New Zealand

USGS. (2000). USGS Fact Sheet 103–00 2000. <http://www.trinet.org/shake>.

Wald, D., Kuo-Wan Lin, Keith Porter, y Loren Turner. (2008). ShakeCast: Automating and Improving the Use of ShakeMap for Post-Earthquake Decision-Making and Response. *Earthquake Spectra* 24(2), 533–553.

Worden, C.B. and D.J. Wald (2016). ShakeMap *Manual Online: technical manual, user's guide, and software guide*. U. S. Geological Survey. [usgs.github.io/shakemap](https://github.com/usgs/shakemap). DOI: 10.5066/F7D21VPQ.

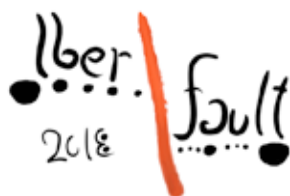
Wells, D. L. y K.J. Coppersmith. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length,

Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. of Am.* (84(4), 974-1002.

Int. ShakeMap	PGA %g	Area km2	Localidades	Habitantes (2016)
V	0.09	>10.000	>200	
VI	0.18	6361	>20	>300,000
VII	0.34	1350	9	680,213
VIII	0.65	360	4	91,911
IX	0.83	3	-	

Tabla 1: Principales parámetros obtenidos del ShakeMap ESCENARIO de intensidad macrosísmica, aceleración fuerte del terreno, área afectada de cada isosista y habitantes expuestos.

Table 1: Big numbers obtained from the SCENARIO ShakeMaps designed to the exercise, macroseismic maximum intensity, peak ground acceleration, affected cities and exposed inhabitants.



NEW METHODS FOR COMPUTING EARTHQUAKE RUPTURES AND RATES OF OCCURRENCES IN FAULT SYSTEMS

F. Visini (1), A. Valentini (2), T. Chartier (3,4), O. Scotti (4) and B. Pace (2)

(1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Pisa (Italy), 67100-L'Aquila. francesco.visini@ingv.it

(2) Università degli Studi di Chieti-Pescara, Disputer Department (Italy)

(3) Ecole Normale Supérieure de Paris, Geosciences Department, Paris (France)

(4) Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire, Paris (France)

Abstract: The complex ruptures of the recent earthquakes that occurred in New Zealand in 2010 and 2016, in Italy in 2016 and in Sumatra in 2012, have raised the question of how to determine their long-term rate of occurrences. In this paper we propose two new methods that use geological data (fault geometries and slip rates) to model complex earthquake ruptures in fault systems and evaluate their long-term rates of occurrences. We compare PSHA evaluated by our new approaches with a published method (SHERIFS) and with two approaches based on the use of individuals and composite seismogenic sources, for a test case in the north-east of Italy. We show that our methodologies are able to solve for the long-term rate of ruptures with resulting PSHA that reflect the fault system geometry and slip rates, without any assumption on segment boundaries.

Key words: Faults, segmentation, complex-fault ruptures, PSHA.

The use of faults as input to develop probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) is a key ingredient in many countries (e.g., UCERF 3 in California by Field et al., 2014, ESHM in Europe by Woessner et al., 2014, NZSHM in New Zealand by Stirling et al., 2012). The starting point of a fault-based PSH model is the identification and parameterization of the active, seismogenic faults. A seismogenic fault is a major structure that can be considered substantially continuous at depth for several kilometres. Seismogenic master faults are separated from each other by first-order structural or geometrical complexities (e.g., Pace et al., 2016, Valentini et al., 2017). Research projects in the last decades aimed at identifying geometric and geological and structural evidence of seismogenic fault terminations in order to define the maximum size of a fault that could potentially rupture during a single earthquake (e.g., Biasi and Wesnousky, 2017). In other words, the definition of segmentation rules was the basis to build a fault source input for PSHA.

With UCERF-2 (Field et al., 2009) and successively with UCERF-3 (Field et al., 2014) in California, the possibility that more than one seismogenic fault could be involved in a single complex earthquake rupture began to be systematically faced. UCERF-3, in particular, developed a "grand inversion" approach to solve several equations aimed to constraint data collected along sections of a fault. A list of criteria, including geometrical relationships such as distance between fault-tips, strike variations among sections of faults as well as considerations about coulomb stress perturbations, were proposed to individuate sections of the fault system that could rupture during a single earthquake. The "grand inversion" requires the availability of a large amount of data, including geological measurements of slip rate, geodetic data and paleo-seismological constraints of earthquake occurrences, but it is worth noting that such an amount of data it is available for a few faults and fault systems in the world.

In the framework of the modelling of fault data to evaluate PSHA, a European Working Group, the FAULT2SHA-WG ([https:// http://fault2sha.net/](https://http://fault2sha.net/)), since 2014 is promoting workshops, laboratories and special volumes (Pace et al., 2017). In particular, as regards the modelling of complex fault ruptures and the evaluation of possible fault-to-fault earthquake ruptures, Chartier et al. (2017) published a new approach, SHERIFS (Seismic Hazard and Earthquake Rate In Fault Systems) that allow converting the slip-rate of each fault in earthquake

rates, by means of an iterative random procedure that selects different rupture scenarios, composed of both single fault and complex fault ruptures. Following this work, we developed two alternative approaches to evaluate the long-term rate of earthquake ruptures in complex fault systems: SUNFiSH (SUBsectionNs of Fault in Seismic Hazard) and FRESH (Floating-Rupture for Seismic Hazard). Both approaches are still under development and thus results presented here are to be considered preliminary. SUNFiSH's first step is the subdivision of the entire length of a fault system into several equal-length subsections, whose length is about half of the seismogenic thickness. Because the minimum rupture length is imposed to be approximately equal to the seismogenic thickness, a rupture must contain at least two adjacent subsections. The basic rule is that ruptures have to involve only adjacent sections. The maximum number of subsections that can be involved in a rupture is given by the maximum magnitude imposed to the fault system (Figure1a). The second step is to assign to each rupture a slip-rate value. Then, size and slip rate of the rupture are used to compute the seismic moment rate of that particular rupture. A target value of the total seismic moment rate (derived from the sum of slip rates and maximum magnitude) of the fault system is used to normalize the sum of the seismic moment rate of each rupture. Finally, the seismic moment rate of each rupture, after normalization, is used to build a magnitude-frequency distribution. FRESH generates ruptures for each expected magnitude according to a magnitude–area scaling relationship (e.g., Wells and Coppersmith, 1994), given an aspect ratio value, and places these ruptures on all possible locations on the fault surface. Ruptures characterised by a surface lower than the whole fault surface are floated to cover the fault surface (Figure 1b). A slip rate is assigned to each of these ruptures, by computing the integral mean of the slip rate profile between the two endpoints of the rupture length. Magnitude and slip rate of each rupture are used to compute the rate of occurrence of that particular rupture. A target value of total magnitude-frequency distribution of the fault system is used to normalize the sum of the rate of occurrences of each rupture for a certain magnitude.

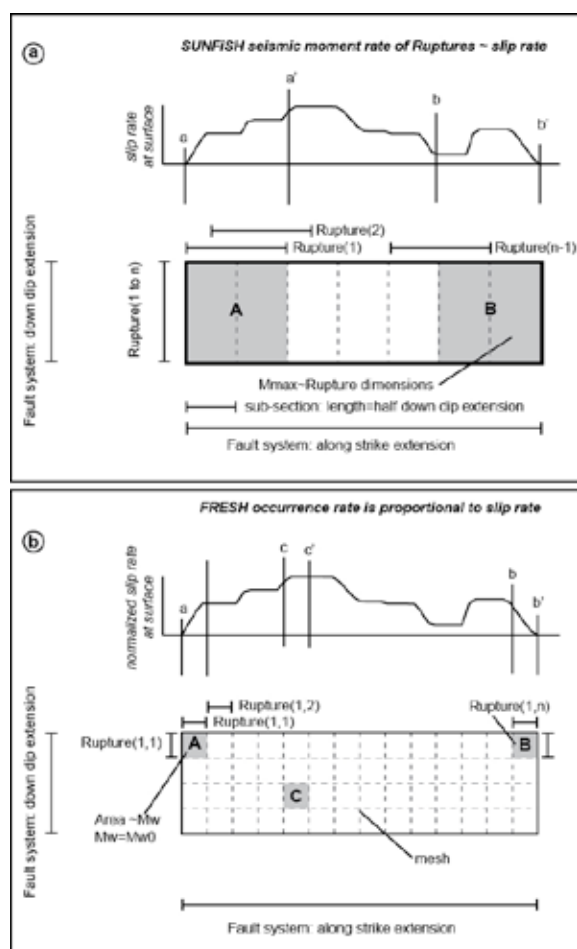


Figure 1. SUNFiSH and FRESH approaches. 1a) SUNFiSH: sketch of a fault plane to illustrate sub-sections and some of the possible rupture scenarios at the minimum of the maximum magnitudes (two of the possible scenarios are marked as "A" and "B", with 2 sub-sections). To each scenario, an average slip rate is assigned. 1b) FRESH: sketch of a fault plane to illustrate the mesh grid, the floating ruptures and some of the possible ruptures at the minimum magnitude (ruptures marked with "A", "B" and "C"). To each rupture, an average slip rate is assigned.

In this paper we show results of a comparison of PSHA using SHERIFS, SUNFiSH and FRESH with the geometries and slip rates provided in an available seismogenic source database (DISS 3.2.0, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>) for the faults of the Montello fault system, located in NE Italy, and assuming a specified maximum magnitude and seismic moment rate (Figure 2). These three approaches were also compared with two methods not including fault-to-fault (Uniform Slip rate Source, USS, and Individual Slip rate Source, ISS, in Figure 2). The three approaches resolve the spatial variation of slip rate and of the seismogenic potential along a fault system, with differences in the resulting hazard levels, (which of course depend on the ground motion prediction equation used) that are on the order of 20-30%. Differences in PSHA results are related to the way in which slip rate, rupture geometries and magnitude-frequency distribution are modelled in each approach.

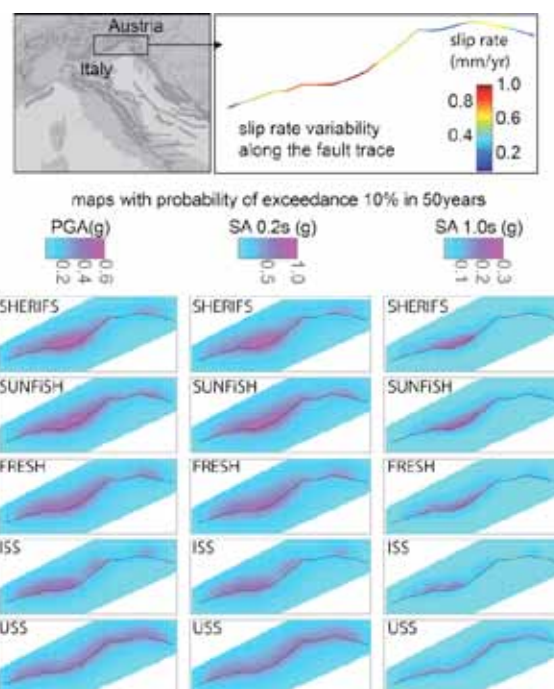


Figure 2. Location map of used fault system, with main thrust and seismogenic sources in the testing area basing on the DISS 3.3.0. Fault trace with slip rate data used for input is also shown in detail. Maps of PGA and SA (g) showing the probabilities of exceedance of 10% in 50 years.

The most important message following this comparison is that our alternative approaches, SUNFiSH and FRESH, as well as the already published SHERIFS, are able to solve for the long-term rate of ruptures with resulting PSHA that reflect the fault system geometry and slip rates, without any assumption on segment boundaries.

Acknowledgments: Authors warmly thanks the FAULT2SHA members group for fruitful discussion and suggestions on the overall complex fault topics. FV is supported by FIRS 2016 - Visini F. - 0865.054.

References

- Biagi, G.P. and Wesnousky, S.G. (2017). Bends and Ends of Surface Ruptures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107 (6), 2543-2560. <https://doi.org/10.1785/0120160292>.
- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H. and Boiselet, A. (2017). Methodology for earthquake rupture rate estimates of fault networks: example for the western Corinth rift, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 1857-1869, <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1857-2017>.
- Field, E. H., Arrowsmith, R. J., Biagi, G. P., Bird, P., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Jackson, D. D., Johnson, K. M., Jordan, T. H., Madden, C., Michael, A. J., Milner, K. R., Page, M. T., Parsons, T., Powers, P. M., Shaw, B. E., Thatcher, W. R., Weldon, R. J. and Zeng, Y. (2014). Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 3 (UCERF3) The time-independent model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104, 1122-1180, <https://doi.org/10.1785/0120130164>.
- Field, E.H., Dawson, T.E., Felzer, K.R., Frankel, A.D., Gupta, V., Jordan, T.H., Parsons, T., Petersen, M.D., Stein, R.S., Weldon, R.J. and Wills, C.J. (2009). Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 2053-2107, doi:10.1785/0120080049.
- Pace, B., Visini, F. and Peruzza, L. (2016). FiSH: MATLAB Tools to Turn Fault Data into Seismic-Hazard Models. *Seismological Research Letters*, 87, 374-386.
- Pace, B., Visini, F., Scotti, O. and Peruzza, L. (2017). Linking faults to seismic hazard assessment in Europe. Eds. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Spec. Vol., www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/special_issue864.html

- Stirling, M., McVerry, G., Gerstenberger, M., Litchfield, N., Van Dissen, R., Berryman, K., Barnes, P., Wallace, L., Villamor, P., Langridge, R., Lamarche, G., Nodder, S., Reyners, M., Bradley, B., Rhoades, D., Smith, W., Nicol, A., Pettinga, J., Clark, K., and Jacobs, K. (2012). National Seismic Hazard Model for New Zealand: 2010 Update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 1514-1542.
- Valentini, A., Visini, F. and Pace, B. (2017). Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 2017–2039, <https://doi.org/10.5194/nhess-17-2017-2017>
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974–1002.
- Woessner, J., Laurentiu, D., Giardini, D., Crowley, H., Cotton, F., Grunthal, G., Valensise, G., Arvidsson, R., Basili, R., Demircioglu, M. B., Hiemer, S., Meletti, C., Musson, R. W., Rovida, A. N., Sesetyan, K., Stucchi, M., and Consortium, S. (2015). The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13, 3553-3596.



HERRAMIENTA WEB PARA EL DESARROLLO DE ESCENARIOS DE RIESGO SÍSMICO A ESCALA URBANA *Web-based tool for scenario-based seismic risk assessment*

P. Yazdi (1), Jorge M. Gaspar-Escribano (1) y Sandra Martínez-Cuevas (1)

(1) E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, c/ Mercator 2, Campus Sur, 28031 Madrid. pouye.yazdi@upm.es, jorge.gaspar@upm.es, sandra.mcuevas@upm.es

Resumen: Se presenta una herramienta web para el desarrollo de escenarios sísmicos a escala urbana. Se consideran tres escenarios de diferente probabilidad, dependiendo del nivel de probabilidad de movimiento fuerte del suelo y del grado de daño esperado. Los datos de entrada necesarios para el funcionamiento de la herramienta incluyen los *shapefiles* con los contornos de los edificios y las condiciones del emplazamiento a efectos de amplificación del movimiento sísmico, así como una base de datos de exposición con datos sobre la geometría y la vulnerabilidad de los edificios. El menú inicial de la herramienta ofrece dos opciones para definir la fuente sísmica: seleccionar el sismo máximo esperado en una falla (de la base de datos de fallas activas en el Cuaternario de Iberia), o bien definir una ruptura en un punto del territorio de su propia elección. A continuación, se realizan una serie de cálculos de forma automática: cálculo de la distancia entre la fuente y cada edificio, estimación del movimiento fuerte, del daño esperado y del escombros producido en cada edificio, así como la distribución del escombros arrojado en calles y demás espacios abiertos. Esta herramienta presenta diferentes opciones para mejorar la comprensión de la información mostrada, "encendiendo y apagado" diferentes capas de información. El formato actual de la herramienta web está pensado para gestores y planificadores de la emergencia.

Palabras clave: escenario sísmico, herramienta web, riesgo sísmico, escombros.

Abstract: We present a web-based tool for seismic risk scenario assessment. Three different probability scenarios are considered, depending on the expected ground motion level and expected damage grade. Input data required for the tool include shapefiles containing building contours and site conditions, as well as an exposure database with data about building geometry and vulnerability. The initial menu of the tool contains two options for seismic source definition: a user-defined seismic rupture at any location of the study area; and a maximum-magnitude earthquake occurring in one of the faults available in the Quaternary Active Fault database of Iberia. The following menus perform a set of operations automatically. These are: (1) calculation of the distance from the source to each target building; (2) computation of the expected ground motion including site effects at each building site using a ground motion prediction equation; (3) computation of the expected damage distribution for each building considering the seismic vulnerability and the seismic demand; (4) estimation of the rubble produced in each building, and (5) estimation of the area covered by debris that is shed from the building façade into open spaces (sidewalks, roads, etc.). The web-based tool presents different features that facilitate its readability, including the possibility of switching on/off different data layers. The present form of the web tool is intended for the use of emergency managers, planners and other stakeholders.

Key words: seismic scenario, web-based tool, seismic risk, earthquake rubble.

INTRODUCCIÓN

Los gestores del riesgo de desastres y los tomadores de decisiones necesitan evaluar diferentes escenarios de riesgo a escala urbana que les permitan transformar los resultados de una investigación en acciones concretas, con un soporte científico. Por ejemplo, los planificadores de la intervención en la fase de emergencia desean delimitar las áreas afectadas en una situación dada. O los gestores de la fase de emergencia necesitan proporcionar información sobre el impacto del sismo ocurrido. Esto no solo incluye las zonas donde se encuentran edificios dañados, sino también las zonas de acumulación de escombros en aceras, calzadas, etc.

La gestión del riesgo sísmico no es exenta a esta situación. En la actualidad, no es posible predecir terremotos (pues no se conocen fenómenos premonitores que se puedan utilizar para dar un aviso adelantado de la ocurrencia de un terremoto).

Existen multitud de escenarios sísmicos posibles que pueden afectar a los elementos expuestos en una ciudad. Así, un terremoto de magnitud en torno a 5 (no especialmente grande) puede ocurrir en fallas no conocidas del territorio y sus consecuencias pueden requerir la movilización de recursos humanos y materiales para dar una respuesta adecuada (recuérdense los recientes terremotos de Escopete y Pedro Muñoz en 2007, o el de Ossa de Montiel en 2015, por ejemplo, que ocurrieron en zonas de muy baja sismicidad en nuestro país). Asimismo, se debe considerar la ocurrencia de un terremoto grande, en alguna de las fallas activas cartografiadas, aunque su recurrencia sea más o menos larga.

En este sentido, la disponibilidad de una herramienta que posibilite el desarrollo de diferentes escenarios sísmicos, que permita modelizar eventos generados en distintas fuentes, con localización epicentral y profundidad y magnitud diversas, resulta de gran ayuda para la gestión *ex-ante* el riesgo sísmico. Esta es la filosofía que ha regido el diseño de la herramienta.

En otra línea de actuación paralela, se han sistemas de estimación del impacto de un sismo riesgo tras en tiempo (casi) real, eventualmente acoplados a sistemas de alerta temprana de terremotos (sistema PAGER del USGS, Wald et al. 2010; o sistema PRESTO en Italia, Satriano et al. 2011).

La herramienta presentada está adaptada para aplicaciones en España. En este contexto, cabe mencionar como antecedentes el simulador de escenarios sísmicos de España (SES 2002, Barranco e Izquierdo, 2000) y el simulador desarrollado para la Comunidad Autónoma de Cataluña (Roca et al. 2006; y referencias ahí citadas). Estos son programas de escritorio (no operan a través de internet). Ofrecen una estimación del daño a nivel municipal usando como parámetro de movimiento la intensidad macrosísmica y la clasificación de vulnerabilidad de la EMS98 (Grünthal, 1998). En el caso de la herramienta web, se calcula la distribución de daño en cada edificio aplicando un método analítico (método del coeficiente de desplazamiento mejorado) integrando la acción sísmica (a través del espectro de respuesta en las condiciones del emplazamiento) y la curva de capacidad que representa la vulnerabilidad de la estructura correspondiente.

La herramienta presentada en esta comunicación permite el acceso remoto a través de internet. Ello facilita su accesibilidad desde cualquier punto con conexión y evita problemas de mantenimiento en servidores locales. Otros elementos destacables y diferenciadores de la herramienta que son de especial interés para los gestores del riesgo son los siguientes:

- La unidad de cálculo elemental es el edificio, y no el municipio u otra unidad de mayor tamaño.
- Ofrece una visualización del área estimada que queda cubierta por escombros en los espacios abiertos.
- La herramienta permite calcular el daño esperado en diferentes áreas urbanas de forma simultánea.
- No requiere un conocimiento especializado de los componentes del cálculo del riesgo sísmico para manejarlo e interpretar los resultados.
- En principio, se puede usar en otras zonas geográficas adecuando las bases de datos utilizadas.

DESCRIPCIÓN DE LA HERRAMIENTA

Todo del proyecto se basa en uso de software libre. El entorno de web y la comunicación entre éste y el usuario está diseñado con HTML, JavaScript y PHP. La programación de procesos de cálculo específicos de riesgo sísmico se ha realizado en lenguaje Python. Finalmente, para preparar algunas bases de datos y archivos de entrada que incluyen la geometría de las fallas, de los edificios y de las zonas de influencia que rodean a los edificios, se ha usado QGIS.

La herramienta consta de dos partes: una oculta al usuario en la que se incluyen los datos de partida y se realizan ciertos cálculos automáticos; y otra visible para el usuario, en la que puede definir las características del sismo y visualizar los resultados.

Los archivos de entrada necesarios para el funcionamiento de la herramienta son los siguientes:

- Fichero con los contornos de los edificios y tabla de atributos asociada con sus características, incluyendo la clase de vulnerabilidad a la que pertenecen.
- Fichero con la información de las fallas usadas (en este caso de la base de datos de fallas activas en el Cuaternario de Iberia, IGME, 2015): localización y geometría de la falla, parámetros cinemáticos y magnitud máxima esperada.
- Fichero con los polígonos que recubren los espacios exteriores aledaños a la fachada de los edificios, en los que se va a acumular el escombros producido en los edificios (elaborado a partir del *shapefile* de edificios).
- Fichero con el tipo de suelo en el área de estudio, necesario para incluir el efecto de sitio en el cálculo del movimiento fuerte en cada edificio.
- Diccionario de clases de vulnerabilidad, con los parámetros necesarios para definir las curvas de capacidad y de fragilidad de cada clase de vulnerabilidad considerada en la zona de estudio: valores de desplazamientos y de aceleraciones límite y de fluencia de las curvas de capacidad y los valores de la media y de la desviación estándar de las distribuciones normales de probabilidad que definen las curvas de fragilidad.

Toda esta información no es accesible para el usuario final (con perfil de gestor de la emergencia). Es misión del analista – especialista en cálculo de riesgo el prepararla e incorporarla a la plataforma en los formatos y unidades adecuados.

La herramienta se presenta como una secuencia de tres pantallas accesibles para el usuario (Figura 1).

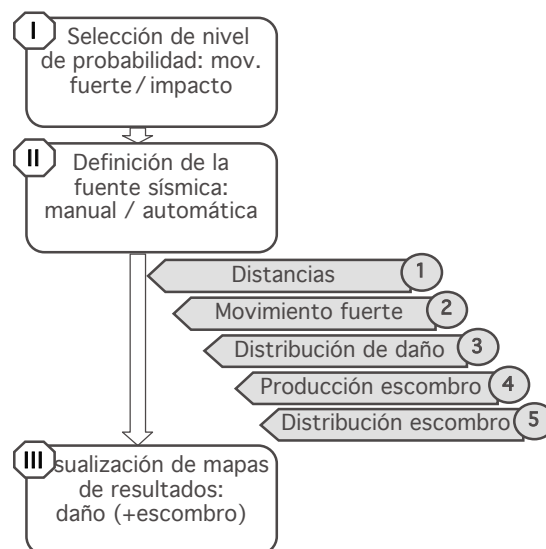


Figura 1. Estructura de la herramienta web. En gris los cálculos automáticos y en blanco las pantallas en las que interviene el usuario.

Figure 1. Structure of the web tool. Automatic processes (in gray) and screens seen by the user (in white).

La primera pantalla pide que el usuario seleccione el nivel de probabilidad para el que se van a representar los resultados (Figura 2). Se presentan tres opciones:

- Alta probabilidad: valor de la mediana del movimiento fuerte y valor modal de la distribución de daño.
- Baja probabilidad (alto impacto): valor de la mediana más una desviación estándar del movimiento fuerte y valor modal de la distribución de daño.
- Muy baja probabilidad (impacto muy alto): valor de la mediana más una desviación estándar del movimiento fuerte y valor de la distribución de daño correspondiente al percentil 85.
- A continuación, se accede a la pantalla de definición de la ruptura sísmica. Se ofrecen dos opciones: La primera es la selección de un evento extremo, que supone la ruptura completa del segmento de falla considerado (por tanto, de la magnitud máxima capaz de generar una falla de la base de datos de fallas activas en el Cuaternario de Iberia). Se incluyen utilidades para medir distancias en torno a un punto dado, marcando con otro color las fallas contenidas en esa área. La segunda opción es la de situar un terremoto en un punto cualquiera del territorio. En este caso, se debe proporcionar la magnitud del terremoto, los ángulos de buzamiento y azimut de la ruptura (considerada rectangular), el estilo de falla (normal, desgarre, inversa) y su profundidad. La herramienta calcula el tamaño de la ruptura automáticamente.

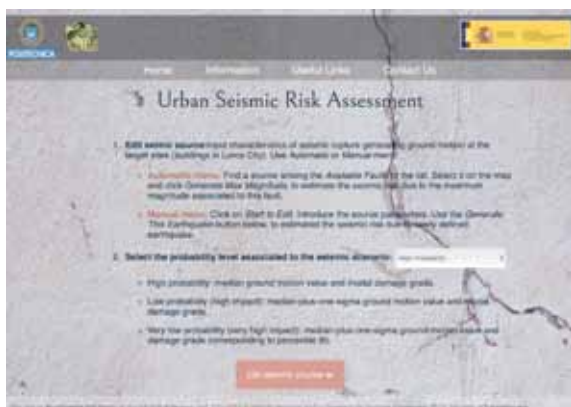


Figura 2. Pantalla inicial de la herramienta web en la que se especifica el nivel de probabilidad deseado para la presentación de resultados
Figure 2. Initial screen of the web tool in which the user selects the probability level used for the presentation of results.

Al validar los datos introducidos en la opción de fuente sísmica seleccionada, se realiza un conjunto de cálculos internamente, sin intervención del usuario. Estos son:

- 1.- Cálculo de las distancias desde la ruptura a cada edificio donde se calcula el daño. Esa distancia será congruente con la distancia definida en el modelo de movimiento fuerte considerado.
- 2.- Estimación del movimiento fuerte (espectro de respuesta) para cada edificio, considerando la magnitud del sismo, la distancia calculada en el apartado anterior, el mecanismo de la falla y el tipo de suelo en el emplazamiento, tal y como se recoge en el modelo de Akkar et al. (2014).
- 3.- Estimación de la distribución de daño esperado en cada edificio por aplicación del método analítico IDCM (FEMA, 2005).
- 4.- Estimación de la cantidad de escombro producida en la fachada del edificio (de acuerdo con el grado de daño registrado) y que cae sobre los espacios abiertos.
- 5.- Distribución del escombro que se acumula en los espacios abiertos (en consonancia con la cantidad de escombro producido en cada edificio).

Cuando se terminan estos cálculos, la herramienta permite cargar los resultados (figura 3). Se incluyen varias opciones de visualización, entre ellas:

- La cartografía base puede ser una imagen del PNOA (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea) o de *openstreetmap*.
- Los edificios (incluyendo su vulnerabilidad) y demás zonas urbanizadas de la ciudad.
- Los resultados de daño en cada edificio.
- Los resultados de escombro acumulado en espacios abiertos.
- Distancias y leyendas.

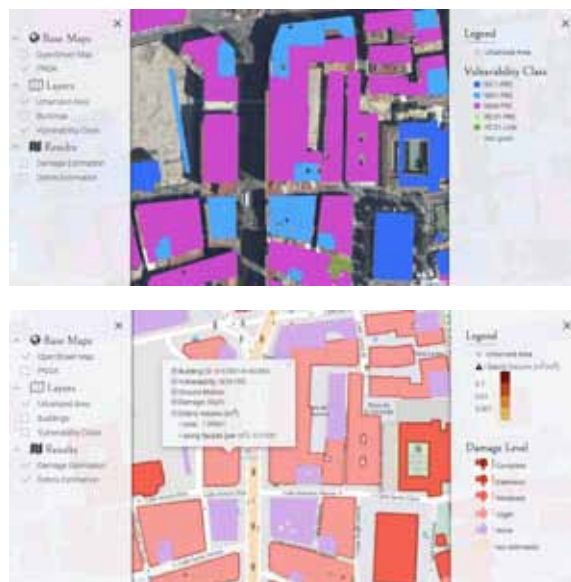


Figura 3. Mapa de edificios clasificados según su vulnerabilidad sobre la imagen del PNOA (arriba) y según el daño estimado sobre cartografía de *openstreetmap* (abajo).
Figure 3. Map of buildings according to their vulnerability over a PNOA image (top) and of expected damage over *openstreetmap* map.

Como complemento a esta información visual, se ofrece la información relativa a cada edificio en una tabla que aparece al pinchar en el mismo (figura 4).

Los datos incluidos son:

- Referencia catastral del edificio.
- Número de plantas.
- Fecha de construcción.
- Clase de vulnerabilidad.
- Tipo de suelo.
- Aceleración máxima horizontal del terreno.
- Aceleración espectral para el periodo propio del edificio.
- Daño medio.
- Probabilidad de los diferentes grados de daño (nulo, ligero, moderado, extensivo y completo).
- Volumen de escombro producido en la fachada del edificio.
- Volumen de escombro acumulado en la calle (por metro cuadrado de fachada).

COMENTARIOS FINALES

La herramienta permite repetir el cálculo de nuevo cambiando la configuración de partida y repitiendo el proceso descrito hasta aquí. Esto facilita la implementación de diversos escenarios y del impacto causado por cada uno de ellos. De especial interés es la identificación visual de vías bloqueadas para la circulación de vehículos y áreas con una demanda importante de recursos en la fase de respuesta.



Figura 4. Menú con la información del edificio.
Figure 4. Menu with building attributes.

El destinatario de la herramienta es un usuario especializado, no el público en general. En el futuro se tiene previsto desarrollar un interfaz para el público que muestre datos agregados, evitando la asociación de un tipo de daño a un edificio concreto. Esto permitirá dar mayor difusión al trabajo, incluyendo actividades de formación en temas de riesgo.

Es importante destacar que la herramienta ofrece unos resultados que se basan en modelos, y que por definición, simplifican enormemente una situación real. Las estimaciones de movimiento fuerte, la clasificación de vulnerabilidad y las estimaciones de daño y escombros mostradas en la herramienta no se deben utilizar como informaciones reales en ningún tipo de aplicación. Consecuentemente, no se ofrecen resultados de edificios individuales en abierto, evitando así un uso inadecuado de los resultados mostrados.

Agradecimientos: Este trabajo es parte del proyecto MERISUR, Metodología para la Evaluación Efectiva del Riesgo Sísmico Urbano (referencia CGL2013-40492-R), Plan Estatal I+D+I orientado de Retos de la Sociedad 2013, Ministerio de Economía y Competitividad de España.

Referencias bibliográficas

- Akkar, S., Sandikkaya, S. A. & Bommer, J. J. (2014). Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bull. Earthquake Eng.* 12, 359-387. DOI 10.1007/s10518-013-9461-4
- Barranco, L. and Izquierdo, A. (2002) Estimación rápida preliminar de daños potenciales en España por terremotos: simulación de escenarios sísmicos (SES 2002). Dirección General de Protección Civil y Instituto Geográfico Nacional.
- FEMA (2005). Improvement Of Nonlinear Static Seismic Analysis Procedures, *NEHRP Guidelines*, FEMA, 440, Washington D.C.
- Grünthal, G. (ed.) (1998) European Macroseismic Scale 1998. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 7, Luxembourg, 99 p.
- IGME (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "01/02/2018", from IGME web site: <http://info.igme.es/QAFI>
- Roca, A., Goula, X., Susagna, T., Chávez, J., González, M., Reinoso, E., (2006) A Simplified Method for Vulnerability Assessment of Dwelling Buildings and Estimation of Damage Scenarios in Catalonia, Spain. *Bull. Earthquake Eng.* 4: 141. DOI: 10.1007/s10518-006-9003-4
- Satriano C., Elia L., Martino C., Lancieri M., Zollo A., Iannaccone G. (2011). PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: concepts, capabilities and future perspectives. *Soil. Dyn. Earthq. Eng.* 31: 137–153 DOI: 10.1016/j.soildyn.2010.06.008
- Wald, D.J., Jaiswal, K.S., Marano, K.D., Bausch, D.B., Hearne, M.G (2010). PAGER — Rapid assessment of an earthquake's impact. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2010–3036, 4 p.



SESIÓN 7

SISMICIDAD INDUCIDA



SERIES SISMICAS, FALLAS ACTIVAS Y SISMICIDAD INDUCIDA

Seismic Series, Active Faults and Induced Seismicity

G. Pascual Santamaria (1), J.M Martinez Solares (2)

- (1) Área de Riesgos Naturales. Dirección General de Protección Civil. c/Quintiliano 21 28002 Madrid. gpascual@procivil.mir.es
- (2) Área de Sismicidad y Riesgo Sísmico. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional. c/ Ibáñez Ibero nº2 28003 Madrid jmmsolares@fomento.es

Resumen/resumo: Este trabajo pretende ser un primer paso que inicie una colaboración entre geólogos y geofísicos de cara al establecimiento de posibles fallas no cartografiadas que pueden ser detectadas por la sismicidad registrada en series sísmicas. Esta sismicidad expresa mediante su representación geográfica cierta forma de la posible ruptura. Analizamos someramente una serie de episodios que se han venido registrando por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Con esta recopilación, al menos tendremos ejemplos de episodios por los que se puede empezar a realizar investigaciones en más profundidad que permitan acotar el trazado de fallas no visibles en superficie, o confirmar las existentes en la base de datos QAFI (Fallas Activas del Cuaternario en Iberia) completando los atributos de las mismas.

Por otra parte puede ser una herramienta sencilla para clasificar y calificar la sismicidad inducida.

Palabras clave: Series sísmicas, fallas activas, base de datos QAFI.

Abstract: This work intends to be a first step in order to initiate collaboration between geologists and geophysicists in order to establish possible concealed faults that can be detected by the seismicity recorded in seismic series that give a certain geographical representation of the possible rupture. We briefly analyze a series of episodes that have been recorded by the Institute Geographic National (IGN). With this compilation, at least we will have some episodes by which you can start to carry out more in-depth investigations that allow you to limit the tracing of faults that are not visible on the surface, or confirm the existing ones in the QAFI database (Quaternary Active Faults Database of Iberia) by completing the attributes of the same. It can also be a simple tool to classify and qualify induced seismicity.

Key words: Seismic series, active faults, QAFI, database.

INTRODUCCIÓN:

El origen de la recopilación de series sísmicas, registradas en el territorio español, son los informes que se vienen elaborando en el Área de Riesgos Naturales de la Dirección General de Protección Civil con el fin de mantener informada a la Dirección de la ocurrencia de eventos que pudieran provocar, o han provocado algún tipo de daños o alarma social. En estos informes la correlación con la base de datos QAFI (García Mayordomo, *et al.* 2012) proporciona una información complementaria que ayuda a establecer criterios con el fin de ser capaces de tomar decisiones de cara a posibles emergencias. Estos informes son inéditos y su distribución se limita a los responsables del Ministerio del Interior.

Estos informes, siempre se han elaborado a partir de la información distribuida por el IGN en su página web cuyas características puede consultarse también en Grupo de Trabajo IGN-UPM (2013).

Evidentemente la elaboración de un trabajo científico, que obtenga datos complementarios para establecer posibles fallas activas, exigiría un análisis más cuidadoso de **todo** el Catálogo Sísmico del IGN. Este análisis se puede realizar de forma automática, para ello es necesario tener definido previamente el concepto de "serie sísmica", estableciendo las

características de proximidad en el tiempo y en el espacio de los eventos que compondrían los elementos de cada serie, así como las características de tamaño de los terremotos a considerar. La realización de esta explotación es factible y relativamente sencilla mediante programas de uso común en sismología.

En esta ponencia pretendemos simplemente mostrar las características de determinadas series sísmicas registradas recientemente y tratar de observar el potencial para el descubrimiento, confirmación o descarte de posibles fallas activas, así como la probable ayuda en la determinación de sismicidad inducida.

Aunque en los archivos del IGN aparecen numerosos episodios que pudieran considerarse, hemos escogido de cara a este trabajo cuatro episodios significativos que fueron analizados en su momento por la DGPC:

1. La sismicidad registrada en Pliego (Murcia).
2. La sismicidad registrada al sur del Mar de Alboran.
3. La sismicidad producida en el entorno de Torreperogil (Jaén).

4. La sismicidad inducida en el Golfo de Valencia por el almacenamiento profundo de Castor.

Pasaremos revista someramente a cada uno de estos episodios, intentando describir las características específicas de cada uno de ellos:

1.- La sismicidad registrada en Pliego (Murcia)

En este caso la sismicidad no parece estar directamente asociada a trazas de fallas activas.



Figura 1: croquis de la Serie sísmica registrada en enero de 2016 entre las fallas de Mula y Alhama

Las dos fallas cartografiadas por QAFI en la zona (las fallas paralelas de Alhama y Mula) no estarían directamente asociadas a esta sismicidad, aunque se podría asociar al ramal norte de la falla de Alhama. Es un buen ejemplo para analizar las series que se viene produciendo en esta área y poder asignarle la falla activa que mejor defina las características de esta sismicidad.

La actividad de esta serie, en principio, fue: dos terremotos de magnitud superior a 3, sentidos con intensidad III y más de 100 de magnitudes entre 0.9 y 2.9, alguno de ellos sentido con intensidad II. La serie estuvo activa más de 20 días y las profundidades de los sismos se calcularon en su mayoría entre los 8 y los 14 Km.

2.- La sismicidad registrada al sur del Mar de Alboran

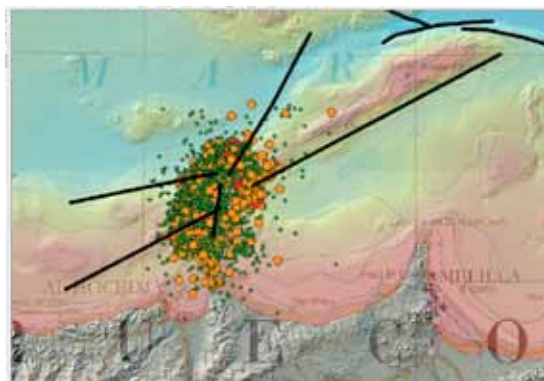


Figura 2: Croquis de la serie sísmica registrada en el verano de 2016 frente a Alhucemas, con las fallas QAFI delimitando la cartografía de la serie. (Batimetría del IEO).

Observamos en la figura 2 la clara relación entre la sismicidad registrada y la cartografía de las fallas activas en perfecta sintonía con la batimetría proporcionada por el Instituto Español de Oceanografía. Esta serie sísmica se inició con una actividad de baja magnitud generando posteriormente un terremoto de magnitud 6,3 que se sintió en Melilla con intensidad VI. Causando daños que se valoraron en una primera aproximación en 11.900.000 €. Dentro de esta serie se registraron al menos tres terremotos de magnitud superior a 5.

3.- La sismicidad producida en el entorno de Torreperogil y Jodar

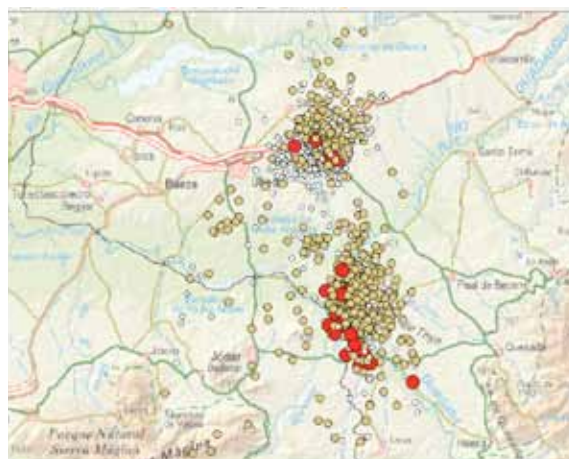


Figura 3: croquis de las series sísmicas registradas entre 2013 y 2018 desarrolladas en los alrededores de Torreperogil y Jodar.

La serie sísmica de Torreperogil y Jodar se ha producido en un área considerada estable, sin fallas activas conocidas, no habiéndose registrado terremotos con epicentro en la comarca que hayan superado la magnitud 3,5 o la intensidad III en los últimos cien años, si exceptuamos los de la serie actual. Otros episodios sísmicos parecidos han podido suceder anteriores al siglo XX, toda vez que las informaciones disponibles no permiten asegurar hipótesis diferentes. Diversas hipótesis han sido analizadas y algunas desestimadas como la hidrosísmica. Un ejemplo muy completo del análisis de la sismicidad en Torreperogil se puede consultar en Morales, J., et al., Gondwana Research (2014),

4.- La sismicidad inducida en el Golfo de Valencia por el almacenamiento profundo de Castor

Para este caso, claramente calificado como sismicidad inducida, son necesarios programas de investigación que apliquen todas las herramientas geológicas y geofísicas, incluidas la realización de sísmica de reflexión, prospección gravimétrica y geomagnética.

De esta forma se proporcionarán las explicaciones necesarias, claras y fundamentadas, a esta sismicidad que aunque no parece que pueda desarrollar terremotos de gran magnitud, sin embargo genera inquietud y problemas a los habitantes de la zona.

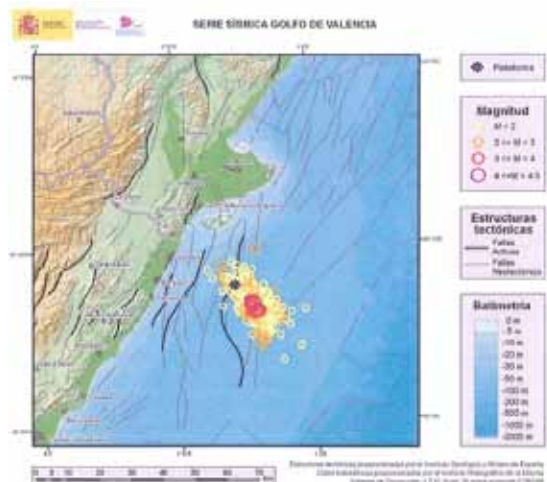


Figura 4: Sismicidad registrada en las proximidades del almacenamiento de gas Castor en septiembre-octubre de 2013 (informe del IGN),

La figura 4 recoge la sismicidad que fue re-calculada por el IGN según fue desarrollándose la serie sísmica, incluyendo además las fallas cartografiadas en la zona por estudios realizados para la definición del proyecto

CONCLUSIONES:

Parece evidente la utilidad del tratamiento de análisis de series sísmicas para estudiar lo mejor posible la interrelación sismicidad/fallas activas, No obstante es imprescindible generar una metodología que permita obtener resultados homogéneos y homologables de cada serie sísmica que se analice.

El análisis de la geometría de las series sísmicas, una vez obtenidos los posibles eventos se deberá analizar explotando el Catálogo Sísmico, posteriormente, mediante un equipo multidisciplinar, se deberá analizar:

1. La relocalización de todos los eventos de cada serie y de las diferentes series registradas en distintas épocas para la misma zona, usando modelos de corteza locales o regionales.
2. La posible relación con fallas activas de la zona, y el establecimiento de patrones de desarrollo de las series.
3. La calificación de la posible falla y la asignación de los atributos que puedan obtenerse con estas metodologías.

Respecto a la calificación de terremotos como ocasionados por sismicidad inducida, es necesario establecer ciertas consideraciones que permitan validar esa calificación. Estas podrían ser las siguientes:

- Definir las características necesarias que establezcan la homogeneidad de las soluciones para una misma serie de eventos y que permitan asignar de forma clara el origen de la actividad sísmica (distancia de la serie al objeto previsible

de inducción, distancia temporal entre los episodios y los posibles terremotos...).

- No asignar en las Bases de Datos de Sismicidad Inducida el origen inducido a determinados eventos simplemente por la aparición en determinada publicación o catálogo, sin haber sido evaluada por diferentes revisores que validen el origen.
- Sería necesario adoptar una posición crítica con las publicaciones que pudieran estar influenciadas por el síndrome del especialista que considera únicamente los aspectos que le interesan y que están relacionados con su propia especialidad.

Referencias bibliográficas

- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. and the QAFI Compilers. (2012c). La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- Grupo de Trabajo IGN-UPM (2013). *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España. 2012*. Instituto Geográfico Nacional.
- Instituto Geológico y Minero de España (2018). QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. V.3 Versión online: <http://www.igme.es/QAFI/>.
- Instituto Geográfico Nacional (2018). Catálogo de terremotos. <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>. (Último acceso febrero 2018).
- Peláez Montilla, J.A. (2013). *La serie sísmica de Torreperogil - Sabiote (Jaén)*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2013 (21.3) ISSN: 1132-9157 – Pags. 336-338.
- Wilson, M.P., Foulger, G.R., Gluyas, J.G., Davies, R.J. & Julian, B.R. (2017). HiQuake: The Human- Induced Earthquake Database. *Seism.Res.Lett.* 88 (6): 1560-1565.
- Paolo Boncio et al. (2018). Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications or earthquake fault zoning. En: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, 241–256, 2018.
- Stephanie Lackner.(2018). Earthquakes on the surface: earthquake location and area based on more than 14500 ShakeMaps. En *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2017-422.
- Morales, J., et al., The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending, *Gondwana Research* (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.017>



APLICACIÓN DEL ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CAMPOS DE DEFORMACIÓN PARA EL ESTUDIO DE SISMICIDAD INDUCIDA EN ALMACENAMIENTO PROFUNDO: HONTOMÍN.

Structural Analysis and Active strain-field for Induced Seismicity in gas storage facilities: Hontomin study-case (SPAIN)

R. Pérez-López (1), J. F. Mediato (1), M. A. Rodríguez-Pascua (1), J. L. Giner-Robles (2), R. Martínez-Orio (1), A. Arenillas-González (1), P. Fernández-Canteli (1), J. C. de Dios (3), L. Loubeau (3)

(1) IGME – Instituto Geológico y Minero de España – Geological Survey of Spain. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. Email: r.perez@igme.es, jf.mediato@igme.es, ma.rodriguez@igme.es, ro.martinez@igme.es, a.arenillas@igme.es, paula.canteli@igme.es

(2) Departamento de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Campus Cantoblanco, Madrid. SPAIN. Email: jorge.giner@uam.es

(3) Hontomin CO₂ - Fundación Ciudad de la Energía, Avda. Presidente Rodríguez Zapatero, s/n, 24492 - Cubillos del Sil (León) SPAIN

Resumen: La determinación de las fallas capaces de disparar terremotos en zonas adyacentes con formaciones geológicas aptas para el almacenamiento profundo de gas, es una tarea que mitiga la ocurrencia de sismicidad inducida por operaciones subterráneas y movimiento de fluidos. Para ello, la determinación del campo de esfuerzos/deformación tectónicos activo ayuda a entender los patrones tridimensionales de fracturación cartografiados no solo en la zona, sino también en la propia roca almacén. Por este motivo, se presenta un protocolo de trabajo para la obtención del campo de deformación (σ_{Hmax} , σ_{Hmin}) que ayude a entender el papel de cada conjunto de fallas cartografiado. Para ello, aplicamos el Análisis Poblacional de fallas en dos zonas de influencia: 1) Campo cercano: 10 km de diámetro del almacenamiento y 2) Campo Lejano: 20 km de diámetro. Sobre estas zonas calculamos las trayectorias de deformación y llevamos a cabo una cartografía sistemática de fallas. Se presentan los resultados preliminares de Hontomín.

Palabras clave: Sismicidad Inducida, campo de deformación, análisis frágil, Hontomín.

Abstract: The cartography of *seismogenic active faults in adjacent areas of underground gas storage helps in the management for Induced Seismicity related to deep fluid movement and injection/extraction manoeuvres. In this sense, the determination of the Active Stress field into the area allows the understanding of the 3D fracture patterns and their role in earthquake occurrence. We introduce a protocol for study active tectonic stress by using the classical Structural Analysis based on brittle techniques. Accordingly, we have defined two different areas for studying: (1) Near field, 10 km of diameter from the Storage Site and (2) Far Field, 20 km diameter. Preliminary results for Hontomin site are presented.*

Key words: *Induced Seismicity, strain field, brittle analysis, Hontomin SPAIN.*

INTRODUCCIÓN:

La Planta experimental de almacenamiento de CO₂ de Hontomín (Burgos), es el único emplazamiento “on-shore” en operación en Europa, reconocido por la UE como “key test facility” y gestionado por CIUDEN (Fundación Ciudad de la Energía). En este contexto, los estudios de sismicidad inducida aparecen como una de las líneas de trabajo para establecer modelos sobre la relación entre las operaciones de inyección, los terremotos inducidos y las fallas activas en la zona que pudieran ser disparadas.

El campo de esfuerzos/deformación activos de la Península Ibérica se ha estudiado a partir de los terremotos registrados en época moderna por la Red Sísmica Nacional (Stich et al., 2006), así como desde la inversión de fallas mediante el denominado Análisis Poblacional, combinado con el estudio de los mecanismos focales de terremotos (Herraiz et al., 2000). Estos estudios se han realizado a una escala regional lo que complica su aplicación al estudio de la potencialidad de la red de fracturas de roca almacén para su uso como almacenamiento profundo de gas.

La presencia de “fallas maestras”, fallas con longitud suficiente para disparar terremotos de magnitud superior a M6 (3 km de expresión en superficie afectando materiales de edad Cuaternaria), pueden estudiarse bajo el paraguas de los campos regionales de esfuerzos y deformación. Sin embargo, es conveniente saber el campo de deformación para contextualizar el papel de fallas menores que puedan dar lugar a sismicidad inducida.

La falla de Ubierna (Tavani et al., 2011) aparece como la falla activa con capacidad de disparar terremotos de magnitud igual o superior a M6 en el entorno de la zona, así como las fallas secundarias asociadas al contexto tectónico local. Es una falla de orientación NW-SE, desgarre diestro, cuya terminación sur pasa a fallas inversas con control del paisaje y del relleno de las cuencas del Ebro y del Duero. Con más de 50 km de longitud, se encuentra bien orientada respecto al campo de esfuerzos actual (Herraiz et al., 2000), presenta segmentos de 15 km que podrían romper en un único terremoto de un tamaño entre M 6.6 y 6.7 según las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994).

En este trabajo, hemos realizado un estudio de los campos de esfuerzos/deformación tectónicos activos mediante la aplicación del Análisis Poblacional de Fallas (Capote et al., 1990), en afloramientos en el entorno al almacenamiento profundo de Hontomín (Burgos). Dando un paso más, hemos aplicado una metodología en relación a la determinación de campos de deformación en campo cercano (10km) y en campo lejano > 20 km)(Pérez-López (2015).

Por supuesto que hay otras metodologías como el estudio de *breakout* y esfuerzos "in situ" (Zheng, 1989, Ljunggren et al., 2003), a partir de datos de sondeos profundos. Sin embargo, el método que proponemos es bastante sencillo y económico, a la par que permite incorporar sus resultados a los modelos dinámicos de almacenamiento para estudiar su evolución en el tiempo.

Los resultados preliminares obtenidos muestran dos campos de deformación activos cuya máxima deformación horizontal se orienta según NW-SE y NE-SW, cuya evolución tectónica de la parte SE del límite de la cuenca vasco-cantábrica con la cuenca el Duero, descrita desde la orogenia alpina (acortamiento según NNE-SSW), como una tectónica transpresiva con un acortamiento regional N-S que activa desgarres diestros de orientación NW-SE (Tavani et al. 2011).

RESULTADOS PRELIMINARES:

En total se han medido 394 datos estructurales de estría sobre plano de falla mediante el uso de una brújula tectónica, distribuidas en 23 estaciones de medida. La figura 1 muestra la localización de las estaciones y la edad de los materiales sobre los que se ha medido. Se observa que la mayoría de ellos se localizan sobre depósitos carbonatados del Cretácico, apareciendo solo 3 estaciones sobre materiales Neógenos. Obviamente, esto dificulta la interpretación de los campos de deformación activos frente a los campos de esfuerzos alpinos, al no disponer de estaciones de medida de estría sobre material Cuaternario. Para determinar la coincidencia de campos de deformación y filtrarlos de los campos de esfuerzos alpinos, hemos utilizado los campos de esfuerzos regionales definidos por Herraiz et al. (2000), así como el análisis de los mecanismos focales en la zona (Stich et al., 2006).

A partir de los trabajos de Herraiz et al., (2000), el campo de deformación regional neotectónico viene definido por un régimen de desgarre para la cuenca del Duero, con una orientación de σ_{Hmax} según NNW-SSE, el cual coincide con el de varias estaciones de medida (Tabla 1).

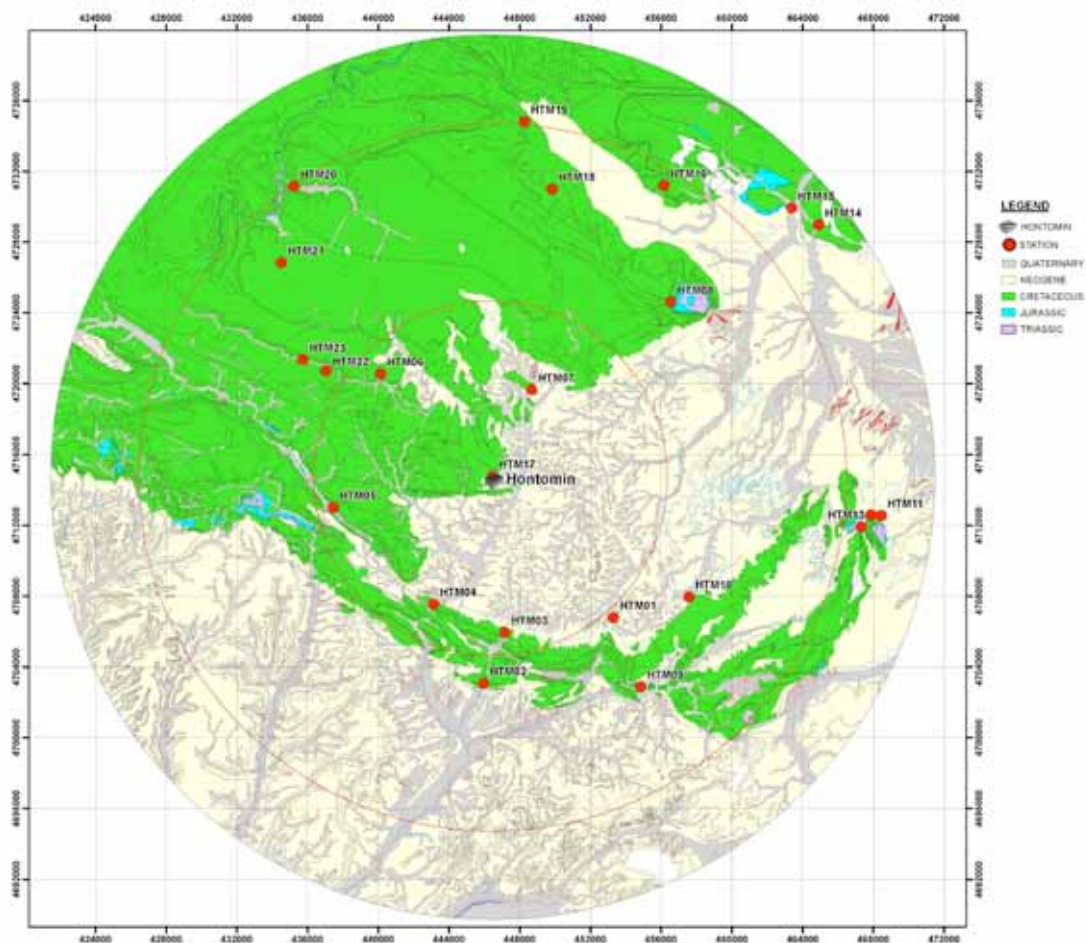


Figura 1: Distribución espacial de las estaciones de medida de datos estructurales en el entorno al almacenamiento de Hontomín en relación con la geología. La ausencia de estaciones de medida en materiales neógenos obedece al tipo de litología, principalmente margas y arcillas blandas. Círculo menor, campo cercano 10 km. Círculo mayor, 20 km campo lejano. Proyección UTM huso 30.

Figure 1. Spatial distribution of natural outcrops for measuring kinematic markers on fault planes in Hontomín nearby. The lack of field points on Neogene deposits is related to the presence of clays and marls. Circle 10 km near-field, 20 km far-field. UTM projection

La figura 2 muestra un detalle de los planos de falla con estrías medidos en la zona denominada Cantera Polar (HTM02, ver figura 1 para localización).



Figura 2: Detalle de un plano de falla con estrías correspondientes a movimiento en desgarre con eslicolitos (sentido de movimiento, diestra). Los materiales son dolomías cretácicas. Se midió el sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo de la estría para la reconstrucción de paleodeformación

Figure 2: Snapshot of a fault plane with striations affecting Cretaceous dolomite. Strike slip movement is observed from the pitch value.

La medida de los campos de deformación a partir del análisis cinemático sobre planos de falla en los alrededores del almacenamiento profundo, así como su comparación con datos sísmicos (mecanismos focales de terremotos cercanos o producidos bajo el mismo régimen de esfuerzos), y de la comparación con los esfuerzos regionales medidos por otros autores, permite estimar el papel de las fallas reconocidos en los modelos dinámicos 3D de las zonas de almacenamiento.

estacion	localidad	Nº FALLAS	MODA	σ_{Hmax}	EDAD
HTM-01	Tobes	7	DESGARRE	N50-N150	Neogeno
HTM-02	Cantera Polar	34	DES-INV	N150	Cretácico
HTM-03	La Casilla	8	DESGARRE	N24	Cretácico
HTM-04	Cruce La Polera	17	NORMAL-DES	N20-N130	Cretácico
HTM-05	Diapiro	18	INV-DESGARRE	N140	Triásico
HTM-06	La Masa	5	DESGARRE	N160	Cretácico
HTM-07	Cernegula	13	INVERSAS	N50	Cretácico
HTM-08	Felix	10	DESGARRE	N40	Jurásico
HTM-09	Temíño	25	DESG-INV	N50	Cretácico
HTM-10	Rublaceo de arriba	8	N20-N50	Neogeno
HTM-11	Salinillas	8	INVERSAS	N60	Neogeno
HTM-12	Torraz	11	N100	Jurásico
HTM-13	Santa Casilda	24	INV-DESGARRE	Cretácico
HTM-14	Pina de Bureba	8	N34	Cretácico
HTM-15	Terminon	13	INV-DESGARRE	N-S	Jurásico
HTM-16	Hozabejas	5	N70	Cretácico
HTM-17	La Planta	105	NORMAL-DES	N70-N110	Cretácico
HTM-18	Villalta	11	INV-DESGARRE	N30	Cretácico
HTM-19	Pesadas	20	INV-DESGARRE	N60	Cretácico
HTM-20	Sedano	11	DESGARRES	N70	Cretácico
HTM-21	Pto. Paramo de Masa	14	INV-DESGARRE	N140	Cretácico
HTM-22	Nidaguila	5	N-S	Cretácico
HTM-23	El Hoyo	14	DESGARRES	E-W	Cretácico

Tabla 1: Resumen de los datos estructurales medidos en el entorno al almacenamiento de Hontomín. En puntos las estaciones sin analizar mediante el Modelo de deslizamiento.

Table 1: Structural data summary for all the outcrop stations. Dashed points are stations with no result yet. The orientation of σ_{Hmax} was calculated by using the Slip Model.

La capacidad de reconstruir el estado de deformación, permite estimar el comportamiento de cada familia de fallas reconocida mediante sondeos y estudios geológicos en la formación que se utilizará

como roca almacén. De esta forma, será más sencillo estudiar la capacidad de disparo de terremoto de cada falla involucrada en cambios en su presión de confinamiento así como en presencia de fluidos a presión. El siguiente paso, será estudiar las fallas activas reconocidas en la zona así como las fallas capaces sin marcadores de actividad cuaternaria pero que se encuentran bien orientadas respecto al campo de esfuerzos, para así poder estimar el peligro de una potencial sismicidad inducida.

CONCLUSIONES:

(1) El análisis estructural de fallas de campo cercano en el entorno de almacenamientos geológicos permite establecer el régimen de la deformación, el cual caracteriza los diferentes tipos de fallas interpretados en el modelo dinámico.

(2) En el caso de HONTOMIN, se observan dos campos de la deformación caracterizados por σ_{Hmax} según N150°E y N50°E, en régimen de desgarre. Estos campos activan desgarres de carácter inverso según NE-SW, fallas inversas con orientación NE-SW a N-S, y fallas normales con orientación E-W.

(3) El estudio de fallas activas en la zona, y que estén bien orientadas respecto al campo de la deformación permitirá establecer la potencialidad de disparo de terremotos tectónicos de magnitud superior a M5. De todas ellas, la falla de Ubierna, situada en línea recta a 10 km en el cuadrante SW de las instalaciones de almacenamiento de Hontomin, presenta un elevado potencial de disparo de terremoto de magnitud superior a M 5 incluso M6, afectando a materiales del Cuaternario (Tavani et al., 2011) y estando bien orientado según el campo de deformación. Se han reconocido segmentos geométricos con capacidad sismogénica. Habrá que estudiar la influencia de una potencial sismicidad inducida en la zona.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto europeo ENOS: "ENabling Onshore CO₂ Storage in Europe" en la convocatoria Horizonte 2020 (Project ID: 653718).

Referencias bibliográficas

- Capote, R., G. De Vicente y J.M. González-Casado. (1990). Evolución de las deformaciones Alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). Geogaceta 7, 20-22.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberia Peninsula. *Tectonics* 19, 762–786.
- Ljunggren, C., Yanting Chang, J. T. & Christiansson, R. (2003). An overview of rock stress measurement methods. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* 40, 7-8. Special Issue on Rock Stress Estimation.

- Pérez-López, R. (2015). *Proyecto SIAGAS – YELA. Informe interno sobre la aplicación de campos de esfuerzos en el estudio de almacenamiento profundo*. IGME. 150 p.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. L., Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426: 295-317.
- Tavani, S., Quintá, A., Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System. *Tectonophysics* 509: 238-253.
- Wells, D.L. y K. J. Coppersmith. (1994): New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. America* 84(4), 974-1002.
- Zheng, Z., Kemeny, J. and Cook., N.G.W. (1989). Analysis of Borehole Breakouts. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7171-7182.

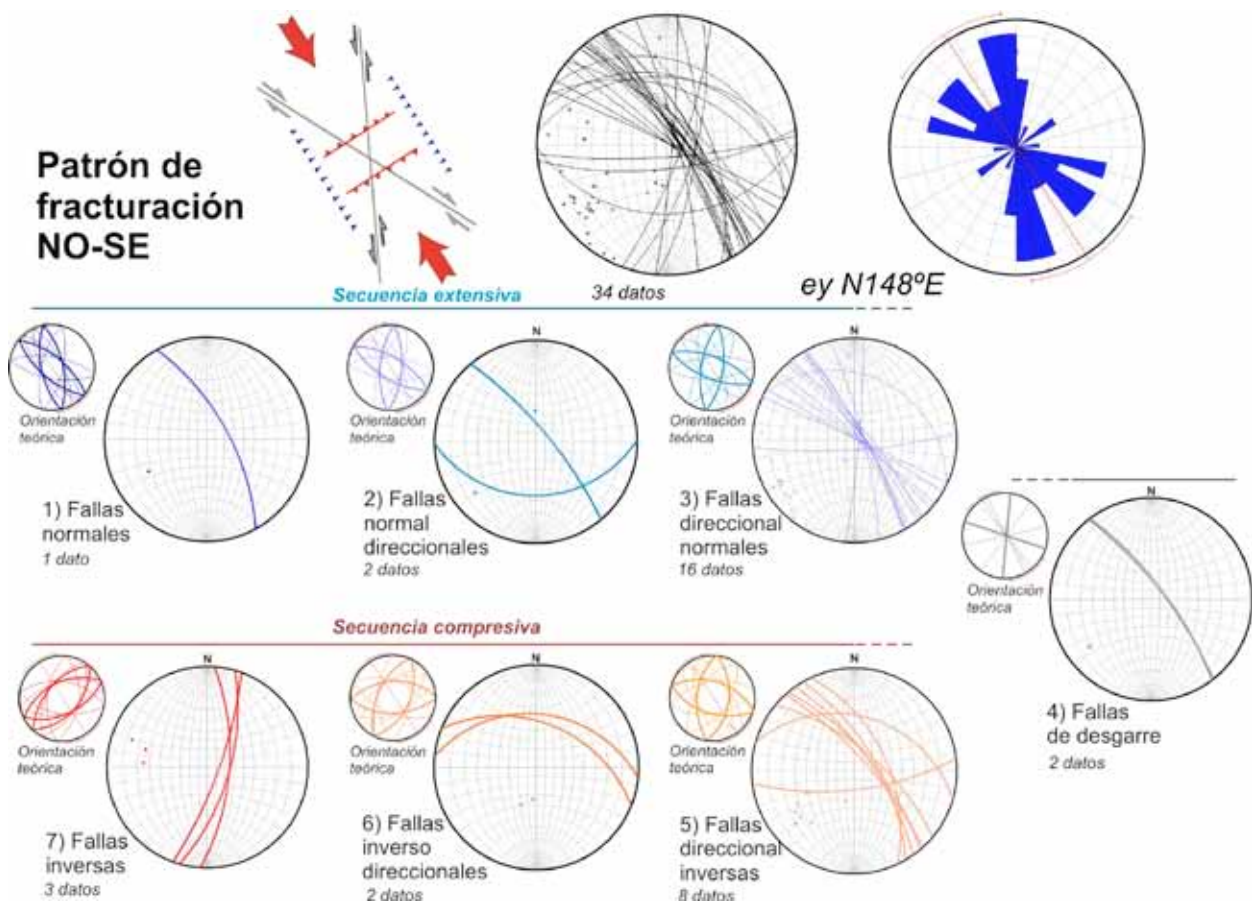
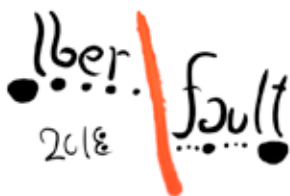


Figura 3: Ejemplo de análisis de una de las estaciones de medida estructural. Representación de datos en ciclográfica de la dirección y buzamiento de las fallas medidas. En menor tamaño a la izquierda aparece la orientación teórica para un acortamiento N150.

Figure 3: Ciclographic representation of faults for the Cantera Polar station. Theoretical ciclographic plot is plotted in small size up and left to the principal plot.



SISMICIDAD INDUCIDA EN EL YACIMIENTO MARINO DE GAS POSEIDON MEDIANTE EL ESTUDIO DE LA SISMICIDAD A LARGO PLAZO.

Long-term induced seismicity at Poseidon off-shore gas field

R. Pérez-López (1) y J. L. Giner-Robles (2)

(1) IGME – Instituto Geológico y Minero de España – Geological Survey of Spain. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. Email: r.perez@igme.es

(2) Departamento de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Campus Cantoblanco, Madrid. SPAIN. Email: jorge.giner@uam.es

Resumen: El yacimiento de gas de Poseidón constituye uno de los campos de extracción de gas el cual se localiza en el Golfo de Cádiz. Esta zona presenta fallas sismogénicas con capacidad de generar terremotos. Es por ello que un estudio exhaustivo de la potencial sismicidad inducida por operaciones de extracción de gas permitirá avanzar en el estudio de potenciales terremotos que afecten a la zona de Huelva, Cádiz y extremo suroeste de Portugal. La energía sísmica anual liberada en el entorno cercano al almacenamiento (50 km) presenta una correlación positiva con la cantidad de gas producida según datos oficiales del Ministerio de Energía, Turismo y Agenda Digital. También se observa que dicha correlación depende de la cantidad producida al año. Con estos datos, es importante hacer un seguimiento al ser una de las zonas de mayor actividad sísmica de la Península Ibérica, con capacidad de disparar terremotos destructivos.

Palabras clave: Sismicidad Inducida, yacimiento gas Poseidón, energía sísmica, Golfo de Cádiz.

Abstract: The offshore field gas of Poseidon is located within the Gulf of Cadiz. This area is prone to large earthquakes, including the estimated epicentre of the great earthquake of Lisbon of 1755. In this sense, the study of the potential induced seismicity in this area is a key point to be addressed plus the role of induced earthquakes and large tectonic faults. We have found a positive correlation between the annual seismic energy released 50 km away of the gas field with the gas production (data provided by the Spanish Ministry of Energy). The long-term behaviour of the seismic energy and gas production indicates that induced seismicity was present during the period of extraction and reservoir depletion.

Key words: Induced Seismicity, Poseidon gas field, seismic energy, Gulf of Cadiz.

INTRODUCCIÓN:

En líneas generales, la sismicidad inducida se entiende como aquellos terremotos que se han generado debido a la actividad antrópica. Esto es debido a las variaciones que producimos en el estado de esfuerzos de una fractura preexistente en la corteza terrestre. Estas variaciones las producimos mediante minería, construcción e grandes presas hidráulicas, inyección de fluidos, extracción de gas profundo etc. (McGarr 2014; Wilson, 2017; Foulger et al., 2017).

Las fracturas en la corteza terrestre acumulan esfuerzo tectónico debido a la actividad de las grandes placas, y cuando se sobrepasa el límite a la fricción, disparan la energía elástica acumulada en forma de calor y de energía cinética y potencial (desplazamiento 3D). Es lo que conocemos como los terremotos. Pero este no es el único mecanismo de disparo de terremotos. Entre otros mecanismos que aquí no se citan, sabemos que los terremotos también se generan debido al cambio de esfuerzos sobre dichas fracturas. El mecanismo es sencillo. Por ejemplo, variaciones por carga de sedimentos en grandes cuencas, o bien la variación de carga por fusión de glaciares, o bien los cambios de presión de poro por movimiento de fluidos en zonas volcánicas producen sismos que denominamos naturales (Davison, 1921, Artemyev, 1972, Morner, 1978, Fjeldskaar et al., 2000, Hainzl et al., 2006).

En este trabajo, hemos realizado un estudio combinado entre la cantidad de gas obtenido del yacimiento de gas “off-shore” Poseidón (plataforma marina de extracción de gas), operado por REPSOL y

la energía sísmica liberada en el entorno cercano a la plataforma de extracción, situada a 30 km al SW de la costa de Huelva, en el Golfo de Cádiz. De esta forma, reproducimos la metodología que otros autores ya han utilizado (de Waal et al., 2015; Foulger et al., 2017). Los datos de los terremotos los hemos obtenido de la red sísmica nacional del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es), mientras que los datos de producción de gas por año los hemos obtenido de la página CORES (Corporación de Reservas Estratégicas) tutelada por el Ministerio de Energía, Turismo y Agenda Digital (<http://www.cores.es/es/estadisticas>).

Los resultados muestran una correlación positiva entre la actividad sísmica en la zona y la producción de gas. Es por ello que sería interesante estudiar cual es el máximo terremoto que podría disparar dicha actividad gasística, así como la presencia de fallas activas en la zona que pudieran sufrir un proceso de disparo debido a la existencia de sismicidad inducida (Mulargia y Bizzarri, 2014). No olvidemos que la zona que estamos estudiando presenta fallas sismogénicas con capacidad de génesis de terremotos de magnitud M7 (Duarte et al., 2011).

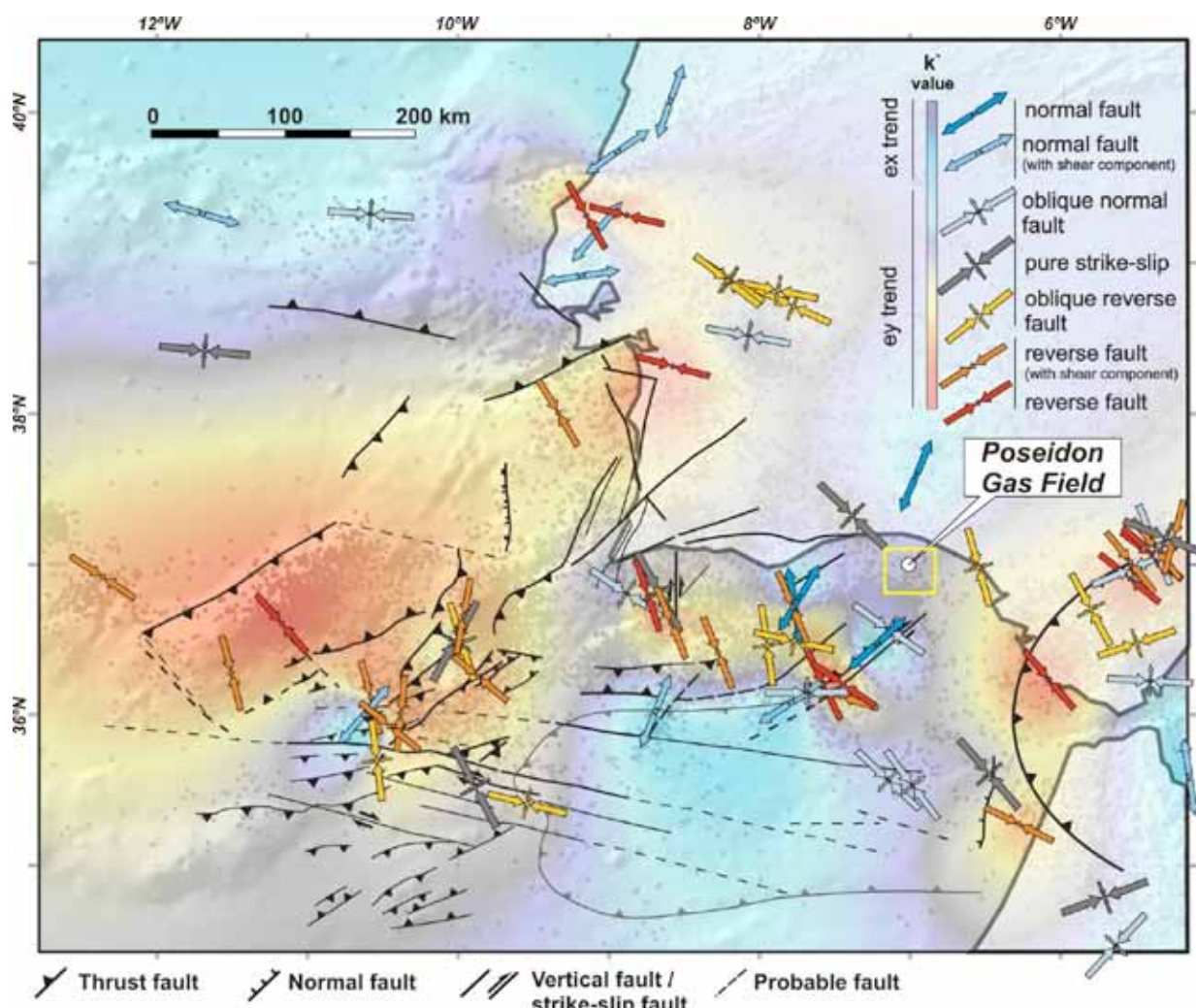


Figura 1: Localización geográfica del yacimiento de Poseidón en el Golfo de Cádiz y contexto tectónico regional, junto con las fallas propuestas por Duarte et al. (2011), así como el estado de la deformación obtenido a partir del análisis de los mecanismo focales de terremotos localizados en el área de estudio (Silva et al., 2017). Según el esquema, la plataforma Poseidón se localiza en una zona de fallas normales con componente en desgarre, lo cual coincide con la interpretación de potenciales fallas sísmicas en el banco del Guadalquivir según Matías et al. (2013) incluso con la posibilidad de afectar a la terminación norte de la Falla de Cádiz según Hernández-Molina et al. (2017).

Figure 1. Geographic location of Poseidon Gas Field offshore within the Gulf of Cadiz. Faults were proposed by Duarte et al., 2011 and the strain field was calculated by Silva et al., 2017. Data exhibits a normal fault zone with strike slip component. Extensional zone is in agreement with the model of tsunamigenic sources proposed by Matías et al. (2013), even affecting the north tip of the Cadiz Fault, according to the model proposed by Hernández-Molina et al. (2017).

CAMPO DE GAS DE POSEIDÓN (GOLFO DE CÁDIZ):

El yacimiento de gas de Poseidón se localiza a 30 km al SW de la costa de Huelva, dentro del Golfo de Cádiz. Está compuesto por dos zonas de extracción, denominadas Poseidón Norte y Poseidón Sur. La zona de estudio de la sismicidad la hemos tomado en un entorno de 50 km alrededor de Poseidón Norte, debido a su mayor proximidad con zonas habitadas.

Si bien es cierto que Poseidón sur está más cerca de grandes fallas activas (Fig. 1), el entorno de 50 km permite en cualquier caso incluir gran parte de la zona de estudio, entendida como donde los terremotos inducidos pueden disparar terremotos naturales en falla preexistentes (Fig.2).



Figura 2. Serie sísmica de terremotos registrados por el IGN en el entorno de la Plataforma Poseidón (norte y Sur), de 627 terremotos entre el 23 de mayo de 1980 y el 18 de febrero de 2018.

Figure 2. Seismic series of earthquakes recorded by the Geographical Institute of Spain nearby of Poseidon offshore gas platform, 627 earthquakes recorded between 23th, May of 1980 and 18th of February, 2018.

La zona de estudio de la sismicidad se encuentra

entre las coordenadas 37,21°N; 7.53°W y 36,69°N; 6.56°W.

Los 50 kilómetros se han escogido para el estudio del potencial efecto puesto que según el trabajo de Matias et al. (2013) mediante el uso de las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), la longitud de las fallas podrían ser de 60 km para fuentes sismogénicas en la zona. El yacimiento de Poseidón está operado por REPSOL, y su comienzo data de 1995, según aparece en el REAL DECRETO 1824/1995 del BOE número 292 del 7 de diciembre de 1995. Los datos disponibles sobre producción datan de 1997, los cuales aparecen ya en diversos informes del ministerio de energía, resumidos en el CORES.

energía sísmica liberada aparece en la figura 3, junto con la producción de Poseidón. Además, en total se han registrado 17 terremotos de magnitud superior a 3,9 siendo el mayor terremoto registrado de magnitud M 4.3, en 2002, 2004 y 2006 (estrella gris en la figura 2). El catálogo es completo desde 1997, para terremotos de magnitud M1.5 en adelante.

RESULTADOS:

(1) Aparece una correlación positiva entre la energía sísmica liberada (Fig. 3, en julios) y la producción de gas de Poseidón (figura 3, en miles de $m^3(n)$), correlación visible desde el comienzo de las operaciones (1998) y la actualidad (2017).

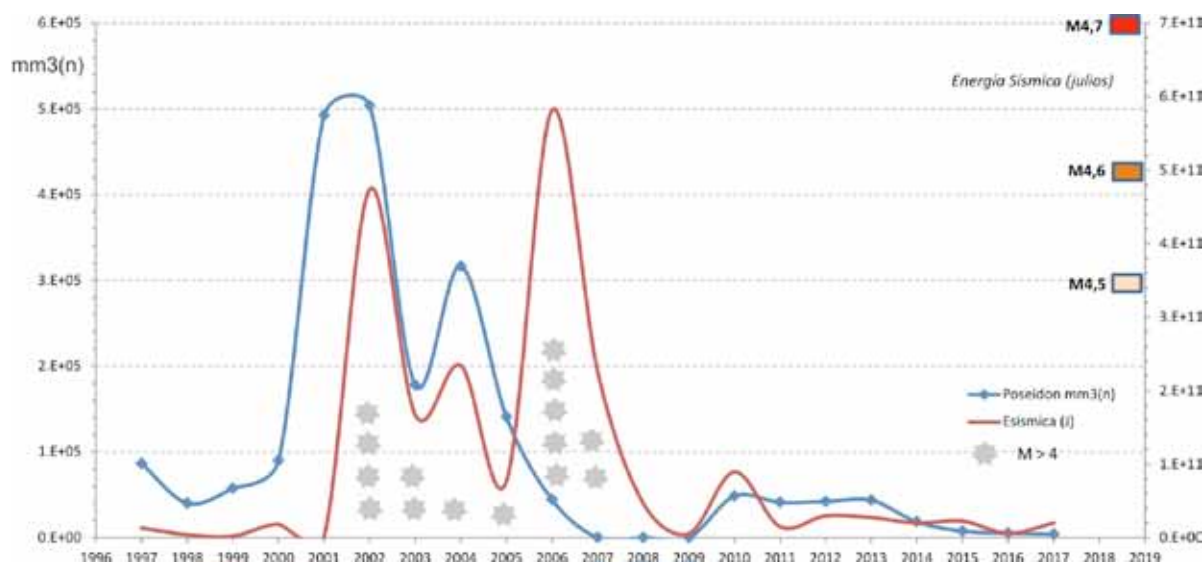


Figura 3: Diagrama de liberación de energía sísmica año en julios, en el entorno de 50 km de Poseidón Norte (rojo) frente a la producción de gas (azul, en miles de $m^3(n)$). Las estrellas grises equivalen a sismos de tamaño superior a M 3.9, registrados en la zona. Ver texto sobre el origen de los datos. A la derecha aparece la equivalencia en magnitud

Figure 3: Annual seismic energy released in 50 km around the Poseidon Norte Platform (red line, in Joules). The blue line is the annual gas production according to public data provided by the Energy Ministry of Spain. Grey stars indicate the earthquakes with magnitude greater than M3.9. Equivalence of earthquake magnitude is also indicated to the right axis.

La figura 3 muestra la producción de gas anual en la curva azul, a partir de los datos de dicho portal ministerial, en miles de $m^3(n)$. Los datos originales están en GWh, utilizando la conversión de REPSOL sobre 1 mWh equivale a 96,62 m^3 . El año de máxima producción fue 2002 con un total aproximado de $503 \cdot 10^6 m^3(n)$ (Fig. 3). Es interesante destacar que entre finales del 2007 y mayo del 2009, se paralizó la extracción de gas del yacimiento. Actualmente, los valores oscilan en una media de $50 \cdot 10^6 m^3(n)$, lo que equivale al 10% de extracción de su máximo año. Los valores que se muestran son hasta 2017 (Fig. 3).

SERIE SÍSMICA EN EL ENTORNO POSEIDÓN:

Se ha utilizado los servicios de datos online de la web del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es) para la obtención de la información sísmica. Los terremotos registrados se han filtrado por localización según las coordenadas a 50 km alrededor de Poseidón Norte y se han obtenido un total de 627 terremotos entre el 23 de mayo de 1980 y el 18 de febrero de 2018. La

(2) El mayor incremento de energía sísmica liberada en relación a las operaciones Poseidón, aparece entre el año 2002 y 2004, cuando la producción cercana a 500 millones de $m^3(n)$, dispararon la energía sísmica de $4.7 \cdot 10^7$ Julios (equivalente a un sismo de magnitud M 4.6). También aparece un incremento en el número de terremotos de magnitud M3.9 durante ese periodo. Finalmente, se observa que durante el cese de actividades Poseidón aparece un decrecimiento bastante evidente en la energía sísmica liberada entre 2007 y 2009.

(3) Si bien ya se habían registrado terremotos de magnitud M4 en la zona, antes de las actividades de Poseidón, solo habían ocurrido dos sismos en 1980 y 1985. No hay que olvidar que la serie sísmica durante ese periodo no es completa, lo que significa que podrían haber ocurrido sismos que no fuesen detectados. Los otros 15 terremotos registrados han ocurrido durante el periodo de operaciones de Repsol, aunque en 2006 se observa correlación negativa entre

la energía sísmica y las operaciones de gas. Esto sugiere la ocurrencia de un terremoto tectónico.

(4) El sismo tectónico de octubre del 2006, posiblemente sea un sismo disparado (*triggering*), a falta de identificar potenciales fuentes sismogénicas en la zona. Por tanto, la capacidad de disparar terremotos en una zona con la presencia de fallas activas con capacidad de disparar terremotos mayores, indica una necesidad de hacer un seguimiento exhaustivo en la zona, así como una cartografía en detalle de posibles fallas activas en el área de estudio.

CONCLUSIONES

Se evidencia un incremento en la actividad sísmica en el entorno de la plataforma marina de extracción de gas POSEIDON, actividad sísmica directamente relacionada con la actividad de producción de gas de dicha plataforma.

La presencia de fallas con potencial sismogénico de génesis de terremotos de magnitud igual o superior a M6 evidencia la necesidad de estudiar la sismicidad inducida en la zona, la presencia de fallas sismogénicas dentro del almacenamiento y el desarrollo de protocolo de actuación ante un incremento de la magnitud de sismos en la zona.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto 3GEO CGL2017-83931-C3-2-P, del MINECO-FEDER, Plan Nacional de I+D+i, convocatoria de EXCELENCIA.

Referencias bibliográficas

- Artemyev, M. E., V. I. Bune, V. A. Dubrovsky y N. Sh. Kambarov. (1972). Seismicity and Isostasy. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 256-262.
- Davison, Ch. (1921). Volcanic earthquakes. *The Journal of Geology*, XXIX (2), 97- 124.
- de Waal, J.A. A. G. Muntendam-Bos, and J. P. A. Roest. (2015). Production induced subsidence and seismicity in the Groningen gas field – can it be managed? *Proc. IAHS*, 372, 129–139.
- Duarte, J., F. Rosas, P. Terrinha, M.-A. Gutscher, J. Malavielle, S. Silva, L. Matias. (2011). Thrust-wrench interference tectonics in the Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary in the North-East Atlantic): Insights from analog models. *Marine Geology* 289 (1-4), 135-149.
- Fjeldskaar, W, Fjeldskaar, Conrad Lindholm, John F. Dehls, Ingrid Fjeldskaar. (2000). Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 19, 1413-1422.
- Foulger, G. R., Wilson, M., Gluyas J., Julian, B. R., & Davies, R. (2017). Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>.
- Hainzl, S., T. Kraft, J. Wassermann, H. Igel, and E. Schmedes. (2006). Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L19303, doi:10.1029/2006GL027642.
- Hernández-Molina F.J., F.J. Sierro, E. Llave, C. Roque, D.A.V. Stow, T. Williams, J. Lofi, M. Van der Schee, A. Arnáiz, S. Ledesma, C. Rosales, F.J. Rodríguez-Tovar, E. Pardo-Igúzquiza, R.E. Brackenridge. (2017). Evolution of the gulf of Cadiz margin and southwest Portugal contourite depositional system: Tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications from IODP expedition 339. *Marine Geology*, 377, 7-39.
- Matias, L.M., T. Cunha, A. Annunziato, M. A. Baptista, and F. Carrilho. (2013). Tsunamigenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1–13.
- McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1008–1019.
- Morner, N.-A. (1978). Faulting, fracturing, and seismicity as functions of glacio-isostasy in Fennoscandia. *Geology*, 6, 41-45.
- Mulargia, F.A., & Andrea Bizzarri. (2014). Anthropogenic Triggering of Large Earthquakes. *Sci. Rep.* 4, 6100; DOI:10.1038/srep06100.
- Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Gómez-Diego, P.V., Rodríguez-Pascua, M.A., Roquero, E., Martínez-Graña, A. & Bardají, T. (2017). The AD 1755 Lisbon Earthquake-Tsunami: Modelling the seismic source from the analysis of environmental and building macroseismic data. *Proceedings 8th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology*, New Zealand, 358-361.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84, 974–1002.
- Wilson, M.P., G. R. Foulger, J. G. Gluyas, R. J. Davies, B.R. Julian. (2017). HiQuake: The Human-Induced Earthquake Database. *Seismol. Res. Letters* 88(6): 1560-1565.



DISCRIMINACIÓN ENTRE SISMICIDAD DISPARADA E INDUCIDA EN LA CRISIS DE CASTOR DEL AÑO 2013

Difference between induced and triggered seismicity during the Castor crisis in 2013, East Coast of Spain

R. Pérez-López (1), J. L. Giner-Robles (2), C. Guardiola-Albert (1), M. Benito-Parejo (3)

(1) IGME – Instituto Geológico y Minero de España – Geological Survey of Spain. C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003 – SPAIN. Email: r.perez@igme.es, c.guardiola@igme.es

(2) Departamento de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Campus Cantoblanco, Madrid. SPAIN. Email: jorge.giner@uam.es

(3) Departamento de Programas Espaciales. INTA - Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. Email: benitopm@inta.es

Resumen: Durante las crisis inducidas es normal que durante unos días, e incluso meses, se superpongan terremotos disparados e incluso naturales. Cuando la sismicidad inducida se produce en zonas “off-shore”, depende mucho de los datos geológicos disponibles para asignar los enjambres disparados a fallas cartografiadas e identificar la fuente sísmica. En este contexto, el estudio de la serie temporal de terremotos, una relocalización de epicentros de forma precisa, junto con sus mecanismos focales es indispensable para poder entender su naturaleza. En este trabajo presentamos una nueva metodología que estudia la no-linealidad de la serie mediante el análisis de Rango Reescalado (exponente de Hurst), el cual se obtiene mediante un algoritmo en código R (Benito-Parejo, 2015). El objetivo es poder discriminar entre la sismicidad inducida, disparada y natural, con el fin de poder diseñar protocolos de actuación ante emergencias debido a crisis de sismicidad inducida. Además, se propone un protocolo de actuación basado en el acumulado de energía sísmica (escalera de Benioff), dividido en tres niveles con una estructura de semáforo. La metodología se ha aplicado a la crisis sísmica de CASTOR en 2013.

Palabras clave: Sismicidad Inducida, Castor, exponente de Hurst, protocolo emergencia, Mediterráneo

Abstract: During days and months of Induced Seismic Crisis, triggered and no induced earthquakes could overlap the time-series. Induced clusters of earthquakes located within offshore reservoirs depend on the epicentres accurate location, the focal mechanisms and the 3D fault model into the undersea area. In this work, we present a new methodology for studying Induced Earthquakes based on the application of the rescaled range statistical analysis (Hurst exponent), by using a R-code developed by Benito Parejo (2015). The main goal is the discrimination between induced and triggered seismicity from time-series of earthquakes. Furthermore, we propose a complementary protocol for seismic crisis management inferred on the cumulative released seismic energy (Benioff's staircase), and based on a traffic light system. We apply this new methodology and protocol to the Seismic Crisis of CASTOR in 2013.

Key words: Induced Seismicity, Castor offshore platform, Hurst exponent, Emergency Protocol, Mediterranean Sea.

INTRODUCCIÓN:

La crisis sísmica de la plataforma CASTOR, situada en el mar Mediterráneo a pocos kilómetros de las costas de Castellón (este de España, Fig. 1), desató un intenso debate sobre el origen de dicho enjambre sísmico: (1) terremotos inducidos por la actividad de almacenamiento de gas natural por parte de un consorcio de empresas, o bien (2) terremotos naturales que ocurrieron debido a la tectónica de la zona y en coincidencia con las operaciones de inyección de gas por parte de la plataforma denominada CASTOR.

Diversos autores han publicado sobre el origen de dicho enjambre sísmico y lo han asignado como sismicidad inducida: i.e. Cesca et al. (2014), Verdon (2014), Del Potro y Diez (2015), Gaité et al. (2016), Ruiz-Barajas et al. (2017), Saló et al. (2017) entre otros. En estos trabajos concluyen que el enjambre de seísmos que comenzó en septiembre del año 2013 y duró hasta finales de octubre/principios de noviembre del mismo año, fue debido a las operaciones de inyección de gas natural a 1750 m de profundidad, en un entorno tectónico con la presencia de fallas activas. Dicho enjambre registró más de 500 terremotos entre $1.5 < M < 4.2$.

En líneas generales, estos autores encuentran una relación temporal entre la fase de inyección de gas natural y la ocurrencia de dichos sismos en un

entorno cercano. También en estos trabajos se discute sobre los mecanismos focales registrados de los sismos mayores (un total de doce mecanismos con magnitud superior a $M 3.3$ y $M 4.2$), y de la presencia de fallas cartografiadas por otros autores mediante cartografía submarina. En cualquier caso, la relocalización de la serie sísmica, el estudio de los mecanismos focales y su relación con las fallas cartografiadas, así como una densa red de monitorización sísmica, son las herramientas utilizadas para el estudio de esta serie inducida.

Por otro lado, el informe del MIT acerca del origen de dicha serie de terremotos y encargado por el Ministerio de Energía, Turismo y Agenda Digital, estudia el acoplamiento geomecánico de los fluidos y la potencial falla responsable de dicho enjambre en el interior del almacenamiento, concluyendo que la falla de Amposta presenta mejores parámetros de acople frente a variaciones de esfuerzo que la falla de Castor, señalada por el IGME (Juanes et al., 2017).

En cualquier caso, todos estos trabajos concluyen que el enjambre de terremotos fue inducido por la inyección de gas natural a 1750 m de profundidad, cuyas operaciones mediante ensayos de inyección se remontan a 6 meses antes del enjambre, el cual se disparó durante la fase de inyección de gas colchón.

En este contexto, proponemos una nueva metodología de estudio para discriminar la sismicidad inducida de la sismicidad disparada, mediante el estudio del comportamiento no lineal en el tiempo de la serie sísmica temporal, y en concreto mediante el análisis del exponente de Hurst mediante técnicas de Rango Rescalado (Pérez-López et al., 2017). Esta metodología se divide en dos partes: (1) análisis de la serie sísmica mediante la ley de Gutenberg y Richter y la Ley de Omori y (2) estudio y evolución en el tiempo del exponente de Hurst.

Además, también proponemos una clasificación de diferentes “estados de alerta” en función de la evolución de la serie sísmica inducida-disparada, para la gestión por parte de los operadores de inyección de fluidos y de las autoridades que supervisan y gestionan dichas crisis sísmicas.



Figura 1: Localización espacial del enjambre sísmico de Castor registrado entre septiembre y octubre del año 2013. Los datos se han obtenido del Instituto Geográfico Nacional, www.ign.es (acceso en noviembre 2013).

Figure 1. Geographic location of the Castor seismic cluster recorded between September and October of 2013. Data obtained from the Geographical Institute of Spain, www.ign.es (last access on late November, 2013).

SERIE SÍSMICA CASTOR 2013:

Un total de 519 terremotos se registraron entre el 5 de septiembre y el 29 de octubre del año 2013, entre las coordenadas: 40,189°N, 0,969°E y 40,492°N y 0,61°E, en el Mar Mediterráneo, en el llamado Golfo de Valencia (Fig. 1), a unos 22 km al este de la localidad de Vinaroz (Castellón).

Se han obtenido estos terremotos de los servicios online del IGN (Instituto Geográfico Nacional, www.ign.es, acceso en noviembre 2013), y sobre ellos se ha construido una serie temporal equiespaciada (diaria) de liberación de energía sísmica. La serie sísmica es completa para M 1.5, siendo el mayor terremoto de magnitud M 4.2, registrado el 1 de octubre del año 2013, con un total de 3 terremotos de magnitud superior a M 4 y 8 terremotos de magnitud entre $3 < M < 4$.

La figura 2 muestra en rojo el número de terremotos por día, y en amarillo el periodo de inyección de la plataforma, el cual finalizó el 17 de septiembre 2013. Se observa un aumento acusado del número de sismos desde el 8 de septiembre llegando a un

máximo de 22 sismos entre el 12 y el 13 de ese mismo mes, decreciendo desde el fin del periodo de inyección, apareciendo después un periodo de reactivación de la serie, y finalmente aumentar de forma importante entre el 27 y el 30 de septiembre. En esta fase final aparece la típica curva exponencial de disminución del número de terremotos por día, y que obedece a la ley de Omori (Omori, 1894), coincidiendo con los mayores terremotos registrados, de magnitud superior a 4 (Fig. 2).

A partir de la figura 2, dividimos la serie en dos, (1) serie inducida coincidente con el periodo de inyección, hasta el 17 de septiembre, inclusive, y (2) el resto de la serie como disparada, posterior al periodo de inyección. La serie inducida consta de 137 sismos registrados de máxima magnitud de M3.3, cuyo parámetro b es de 1.30, con una profundidad entre 0 y 10 km. La serie disparada cuenta con 382 terremotos cuya magnitud máxima es de M4.2 y el parámetro b es de 0.83.

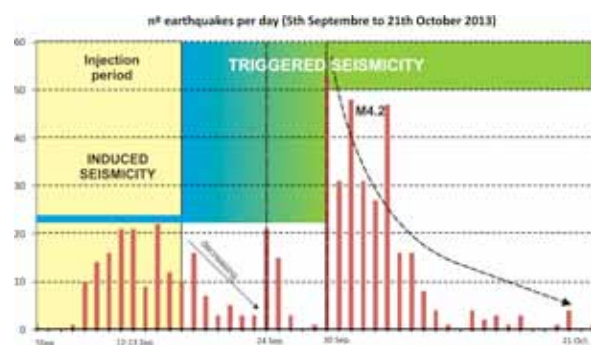


Figura 2: Número de terremotos día durante la crisis sísmica de CASTOR (en rojo), periodo final de inyección (en amarillo) y clasificación de la sismicidad en función del comportamiento tipo (a) inducido tipo “cluster” o (b) disparado según “Omori”.

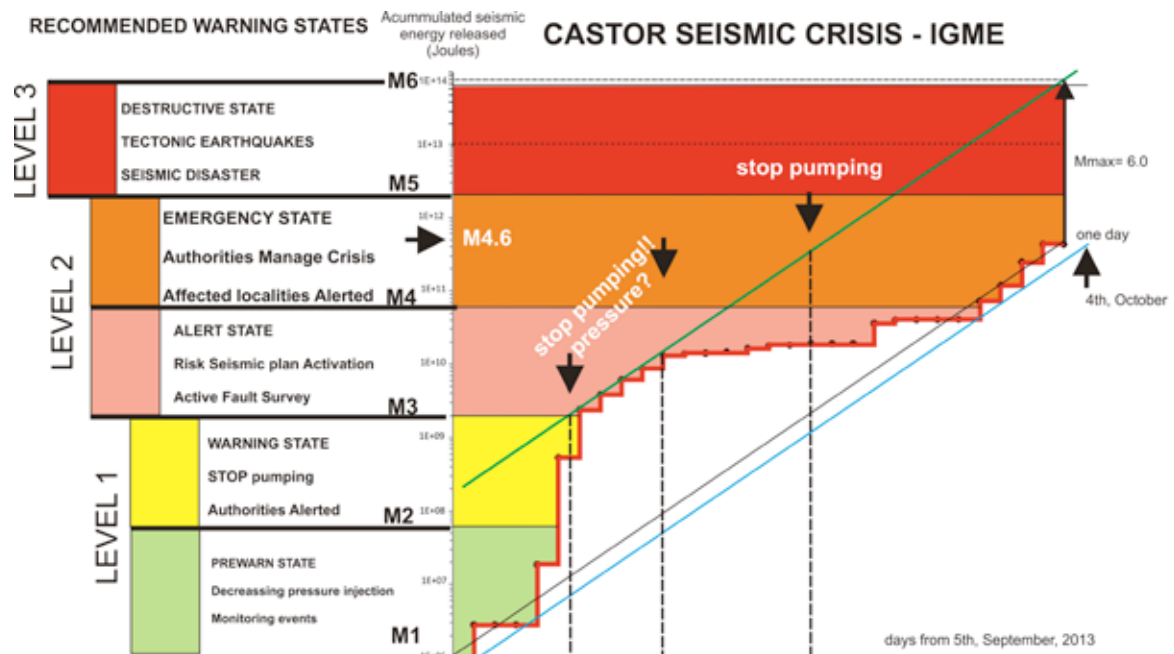
Figure 2: Frequency of earthquakes per day (red bars), injection period of CASTOR operations (yellow zone) and classification of seismicity according to the earthquake shape curve: (a) induced showing a cluster-type and (b) triggered showing a decreasing curve-Omori-type.

ANÁLISIS DEL EXPONENTE DE HURST:

El exponente de Hurst representa el exponente de la ley de potencia que relaciona el rango de variación de un valor en acumulado a lo largo el tiempo (Hurst, 1951, Mandelbrot and Wallis, 1969). Originalmente se obtuvo a partir de la función que representaba el llenado de la presa de Aswan en Egipto, mostrando que las oscilaciones del nivel embalsado variaban entre un límite máximo y mínimo, representado por el rango R, y normalizado con la desviación estándar (R^*). En este trabajo, hemos utilizado el algoritmo desarrollado en R por Benito-Parejo (2015), el cual permite obtener el valor de H variable en el tiempo y el parámetro b de la Ley de Gutenberg y Richter (Gutenberg y Richter, 1942).

$$R^* = \tau^H \quad [\text{Eq. 1}]$$

Donde t es el intervalo temporal, H el exponente de Hurst y R^* el rango reescalado mediante la desviación estándar. Los resultados muestran un valor de H de 0.84 para ambas series, antipersistente hasta el 12 de septiembre, siendo



persistente con efecto memoria a partir de esa fecha,

Figura 3: Protocolo de gestión de crisis sísmicas inducidas en relación a la energía sísmica liberada en acumulado (en julios). Se incluyen los datos de la crisis de CASTOR y fecha de cese de la inyección de gas. Se señala el potencial terremoto máximo por disparo tectónico. Ver texto para explicación de los niveles sugeridos.

Figure 2: Induced seismic crisis protocol suggested to CASTOR Crisis and based on the cumulative released seismic energy in time (in Joules). Levels are described into the main text. The date of stop pumping and maximum potential tectonic triggered earthquake is also indicated.

y con una perturbación importante a partir del 24 de dicho mes. A partir del 1 de octubre la serie se estabiliza en su comportamiento hasta su extinción total.

PROTOCOLO PROPUESTO PARA LA GESTION DE CRISIS SISMICAS INDUCIDAS:

En general, para la gestión de crisis sísmicas se utiliza o bien el número de terremotos por día, o bien la magnitud (y/o la intensidad sísmica registrada), a la hora de tomar decisiones sobre la gestión de dicha crisis. En este trabajo, proponemos un nuevo método de ayuda a la gestión de la crisis, basado en la curva de energía sísmica acumulada (Fig. 3), su correlación con magnitud sísmica para hacerla más intuitiva y así mismo, se definen una serie de niveles que pasamos a describir:

Nivel 1: Comienza cuando se empiezan a registrar terremotos en la zona de inyección, cuya energía sísmica acumulada oscila entre M1 y M3. Es un nivel de preemergencia, con monitoreo de los sismos y disminución de la presión de inyección, que podría llevar incluso al cese de la inyección si sobrepasa el nivel M2. Este nivel es complementario con el número de sismos registrados por día y por una magnitud máxima de M2 para cesar las operaciones o bien varios de magnitud M1.5.

Nivel 2: Entre M3 y M5. Se empiezan a activar los planes de emergencia e incluso las autoridades locales y comunitarias entran en acción en la gestión de la crisis. En este nivel se intensifican los estudios para localizar la fuente sísmica y el máximo terremoto posible. Aparecen varios terremotos de magnitud superior a M2 y M3. Se obtienen mecanismos focales.

Nivel 3: A partir M5, las intensidades sísmicas empiezan a ser importantes, pudiendo producirse un fuerte terremoto ($M > 5.5$). Estado de alerta sísmica con posible desastre en función de las poblaciones afectadas. La posibilidad de terremoto tectónico disparado y de réplicas fuertes es muy alta.

Entendemos que la sismicidad inducida es aquella sismicidad que se ha producido debido a las acciones de inyección de fluido, y que si esta inyección no se hubiese producido, dicha sismicidad no hubiese ocurrido. Sin embargo, al sismicidad disparada es aquella sismicidad que podría ocurrir en condiciones naturales pero que al inyectar un fluido, se ha producido una variación de las condiciones naturales (presión hidrostáticas, variación del campo de esfuerzos, cambio de las condiciones dinámicas, etc.).

CONCLUSIONES:

El protocolo que se presenta en este trabajo combina la evolución de la sismicidad en el tiempo con su comportamiento no lineal, definido a partir del exponente de Hurst y del parámetro b de la ley de Gutenberg y Richter.

La ventaja que presenta es que intenta buscar el punto de no retorno a partir de la dinámica sísmica dentro de las operaciones de inyección de fluidos. Para ello, y debido al comportamiento autosemejante de la sismicidad, se propone el uso de la curva de acumulado de energía liberada (curva de Benioff), que permite clasificar, con cierta incertidumbre, en qué fase de una potencial crisis sísmica inducida podemos encontrarnos y las medidas sugeridas.

El presente protocolo no pretende sustituir otros protocolos ya existentes e implementados, siendo simplemente una propuesta rápida y económica que complementa los protocolos existentes, y que intenta incorporar la dinámica no lineal de los enjambres sísmicos en la toma de decisiones durante la gestión de crisis sísmicas inducidas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto 3GEO CGL2017-83931-C3-2-P, del MINECO-FEDER, Plan Nacional de I+D+i, convocatoria de EXCELENCIA.

Referencias bibliográficas

- Benito-Parejo, M. (2015). *Análisis R/S en Series Sísmicas*. Prácticas de Empresa. Master en Meteorología y Geofísica. Universidad Complutense de Madrid, 63 pp.
- Cesca, S., F. Grigoli, S. Heimann, A. González, E. Buforn, S. Maghsoudi, E. Blanch y T. Dahm. (2013). The 2013 September-October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophys. J. Int.* 198, 941–953, doi:10.1093/gji/ggu172.
- Del Potro, R y M. Diez. (2015). Induced Seismicity in Underground Gas Storage - The Case of Castor, Offshore NE Spain. In: *77th EAGE Conference & Exhibition 2015 – Workshops programme* IFEMA Madrid, Spain, 1-4 June 2015
- Gait, B., A. Ugalde, A. Villaseñor, E. Blanch. (2016) Improving the location of induced earthquakes associated with an underground gas storage in the Gulf of Valencia (Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2016.03.006>.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 32, 163-191.
- Juanes, R., Castiñeira, D., Fehler, M.C., Hager, B.H., Jha, B., Shaw, J.H., Plesch, A. (2017). Coupled Flow and Geomechanical Modeling, and Assessment of Induced Seismicity, at the Castor Underground Gas Storage Project. 86 pp. Assessment of Induced Seismicity at the Castor Project — Final Report. Disponible en: http://www.minetad.gob.es/es-ES/GabinetePrensa/NotasPrensa/2017/Documents/Castor_final_report_final_signed.pdf
- Hurst, H. E. (1951). Long-term Storage Capacity of Reservoirs. 770: *American Society of Civil Engineers*.
- Ruiz-Barajas, S., N. Sharma, V. Convertito, A. Zollo, B. Benito. (2017). Temporal evolution of a seismic sequence induced by a gas injection in the Eastern coast of Spain. *Scientific Reports* 7:2901. DOI:10.1038/s41598-017-02773-2.
- Mandelbrot, B. B. & Wallis, J. R. (1969). Computer Experiments with Fractional Gaussian Noises. Part 2: Rescaled bridge range and "pox diagrams". *Water Resources Research*, 242 - 267.
- Omori, F., (1894). On the aftershocks of earthquakes. *Journal of the College of Science*, Imperial University of Tokyo, 7, 111–200.
- Pérez-López, Raúl, Marina Benito-Parejo, Marta Béjar-Pizarro, Carolina Guardiola-Albert, Miguel Herráiz. (2017). Rescaled Range analysis of Induced Seismicity: rapid classification of clusters in seismic crisis. *AGU Fall Meetin, PA21C-0353*. <https://agu.confex.com/agu/fm17/meetingapp.cgi/Paper/261929>.
- Saló, L., Frontera, T., Goula, X., Pujades, L. G., & Ledesma, A. (2017). Earthquake static stress transfer in the 2013 Gulf of Valencia (Spain) seismic sequence. *Solid Earth*, 8(5), 857.
- Verdon, J.P. (2014). Significance for secure CO₂ storage of earthquakes induced by fluid injection. *Environmental Research Letters* 9, 064022 (10pp).



ESTUDIO PRELIMINAR DE CAMBIOS DE ESFUERZOS DE COULOMB ASOCIADOS AL LLENADO DE EMBALSES Y SU COMBINACIÓN CON CAMBIOS DE ESFUERZOS COSISMICOS

PRELIMINARY STUDY OF LOCAL SEISMICITY AND COULOMB STRESS CHANGES ASSOCIATED WITH RESERVOIR FILLING

S. Ruiz-Barajas (1), M.A. Santoyo (2), B. Benito (1), Alvarado, G.E (3), Climent, A.

(1) Dpto. Ingeniería Topográfica y Cartografía/ Universidad Politécnica de Madrid, Crta. de Valencia km 7, 28031, Madrid, España. sandra.ruizb@upm.es

(2) Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia (México), Antigua Carretera a Pátzcuaro 8701, Ex Hacienda de San José de la Huerta, 58190

(3) Área de Amenazas y Auscultación Sismológica y Volcánica/Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica

Resumen: El trabajo presentado es el resultado de una colaboración iniciada entre el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) para la investigación de la sismicidad inducida por causas antrópicas. El estudio que aquí se presenta se centra en el análisis de la sismicidad registrada en los alrededores de un embalse en Costa Rica (embalse de Pirrís). El objetivo principal es analizar la evolución espacial de los cambios de esfuerzos estáticos de Coulomb debidos a la carga superficial de agua en el embalse. Asimismo se presentan resultados preliminares sobre la influencia que ciertos sismos tectónicos ocurridos tras el llenado tienen en la zona y su combinación con los debidos a la carga de agua. Se trata de un análisis preliminar cuyos resultados proporcionan conclusiones para evaluar la influencia del llenado de embalses en el estado de esfuerzos de una zona, con carga por actividad tectónica.

Palabras clave: embalse, sismicidad, cambios de esfuerzos de Coulomb

Abstract: The presented work is part of a Phd tesis and is the result of a new collaboration initiated between the *Instituto Costarricense de Electricidad* (ICE), *Universidad Nacional Autónoma de México* (UNAM) and the *Universidad Politécnica de Madrid* (UPM) for the investigation of the seismicity associated with energy development technologies. We focus on the seismic activity related with the filling of an artificial water reservoir in Costa Rica (Pirrís Reservoir). The main aim of this study is to analyse the spatial evolution of the changes of Coulomb Failure Stress (ΔCFS) due to the surface water load and the effect that tectonic moderate-earthquakes have on the field stress state near a reservoir area. We perform an analysis in which we combine the coesismic stress changes produced by different tectonic earthquakes and the elastic Coulomb stress changes due to the water level in the Pirrís reservoir. Overall, the results of this study will provide important conclusions about the sensitivity of certain parameters to evaluate and model the effects of filling reservoirs on the seismic activity in the close area

Key words: reservoir, water load, seismicity, changes of Coulomb Failure Stress

La ocurrencia de sismos asociados a ciertas actividades humanas, es un hecho observado y reconocido desde hace décadas. No obstante, los casos de sismicidad inducida se han incrementado en los últimos años debido al aumento de proyectos en los que se actúa sobre el medio natural, alterando su estado de esfuerzos. En concreto, la sismicidad disparada por embalses (*Reservoir Triggered Seismicity*, RTS) es un fenómeno conocido desde la década de los años 30 y está considerada como un factor importante que puede afectar a las condiciones físicas del medio. El primer caso reportado ocurrió en el embalse Mead (EEUU) creado por la presa Hoover, en 1930. Sin embargo, no fue hasta la década de los 60 cuando este tema cobró mayor importancia, tras la sismicidad registrada en las proximidades de las presas de Xinfengjiang (China) y Koyna (India), donde se alcanzaron magnitudes mayores a 6.0, produciéndose importantes daños estructurales en ellas y consecuencias graves (Gupta, 2002).

Según sugieren diversos autores (Snow, 1972; Bell y Nur, 1978; Talwani y Acree, 1984; Simpson, 1986; Roeloffs, 1988), la sismicidad en los alrededores de un embalse puede dispararse por dos causas fundamentales:

- El propio peso de la masa de agua: esto causa cambios de esfuerzos tras el llenado de forma inmediata. El fenómeno que lo produce es el aumento de presión de poros sobre el fondo del embalse, que a su vez es causado por el peso de la columna de agua, provocando cambios en los estados de esfuerzos elásticos de la zona. Además, este efecto depende de algunos factores como las características del fondo del asiento del embalse, la altura de la columna de agua, y la distribución de los esfuerzos al comienzo del proceso de actividad de la presa-embalse.

- El efecto de la propagación de la presión de poros desde el embalse, que consiste en el aumento de la presencia y difusión de agua en los poros de las zonas permeables, por debajo del mismo. Básicamente este efecto se produce por un cambio drástico en las condiciones hidrológicas de la zona.

El objetivo principal de este trabajo se centra en estudiar el efecto que tiene la carga de agua sobre el estado de esfuerzos de la zona y analizar, desde un punto de vista físico, la ocurrencia de sismicidad asociada a las operaciones de llenado de grandes embalses. Se presenta un análisis preliminar para un embalse de Costa Rica, (embalse de Pirrís) en el que evaluamos los cambios de esfuerzos estáticos de Coulomb debidos a la carga superficial del

embalse, así como la combinación de éstos con los cambios de esfuerzos cosísmicos en la zona debido a la ocurrencia de sismos tectónicos.

Hasta el momento, son diferentes los trabajos que se pueden encontrar en la literatura especializada acerca de los cambios de esfuerzos de Coulomb debido a sismos tectónicos. Sin embargo, no son tantos los ejemplos en los que se haya analizado los cambios de esfuerzos asociados a la carga superficial de agua en grandes embalses. El análisis que se presenta en este trabajo (aunque aún es preliminar) pretende combinar el efecto que los cambios en la carga de agua y la ocurrencia de sismos tectónicos tiene en los cambios de esfuerzos en la zona próxima al embalse, con el objetivo profundizar en la comprensión de los mecanismos físicos responsables de este tipo de sismicidad.

Contexto sismotectónico de la zona de estudio

El Centro de Producción de Pirrís está localizado en la zona del Pacífico Central de Costa Rica. Se encuentra en una zona montañosa, tectónicamente compleja y con una alta actividad sísmica, debido principalmente al proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe.



Figura 1 Principales fallas en las inmediaciones del embalse

Figure 1. Main local faults around the reservoir

Asimismo, diferentes estudios geológicos han demostrado la existencia de fallamiento activo en los alrededores del embalse (Mora, 1984, Denyer et al., 2003 y Barquero y Climent, 2006). Sin embargo, por el momento no existe ningún estudio específico de las fallas más cercanas al embalse de Pirrís. Por tanto no se tiene la información suficiente como para modelizarlas como fuentes independientes, pues no conocemos su geometría, valores de *slip rates*, etc. Algunas de las fallas locales que se encuentran dentro de la zona de estudio atraviesan el embalse, cortándolo en sentido NW-SE y NE-SW principalmente (Figura 1) y tienen potencial suficiente para general sismos de magnitudes máximas en torno a 6.0 (magnitud media estimada tras aplicar las relaciones empíricas de Wells and Coppersmith, 1994 and Stirling et al, 2002, 2008). Por todo ello, es importante monitorear y controlar la ocurrencia de sismicidad en el entorno del embalse, en especial aquella que pueda ser provocada por el llenado y/o cambios de nivel de agua en el mismo.

Serie sísmica en los alrededores del embalse

Tras finalizar la construcción de la represa, el 9 de marzo de 2011 se iniciaron las operaciones de llenado del embalse, alcanzándose el nivel máximo el día 16 de agosto de ese mismo año. Desde la finalización de su llenado, los niveles de agua han

ido variando, siguiendo una tendencia anual más o menos cíclica con disminuciones del nivel medio del agua en los meses secos y con un aumento del mismo durante los meses correspondientes a la época lluviosa. Estas fluctuaciones en el nivel del agua deben controlarse y cuantificarse, ya que según se ha visto en otros casos ya estudiados, pueden tener un impacto real en la sismicidad del área.

Para poder monitorear la actividad sísmica en los alrededores del embalse, se instaló una red sismológica local un tiempo antes de empezar con las operaciones de llenado. Por ello se cuenta con registros sísmicos tanto *antes* como *durante* y *después* del llenado, pudiéndose comparar y analizar posibles cambios en el patrón de sismicidad de la zona. En este caso, se han utilizado los eventos registrados por esta red sismológica desde su instalación en Febrero de 2008, hasta finales del 2015.

Si analizamos la evolución temporal de la sismicidad más cercana al embalse, se puede apreciar un aumento considerable de la sismicidad tras la finalización del llenado. La Figura 2 muestra el número de sismos registrados al mes en la zona más próxima, diferenciándose entre la época de antes del llenado (color verde), durante (color naranja) y después del llenado (color rojo). Se incluyen además los cambios del nivel de agua en el embalse (línea azul). Durante el periodo analizado, se han registrado dos eventos de $M_w \geq 4.0$ en la zona de influencia, de 10 km de radio respecto al embalse.

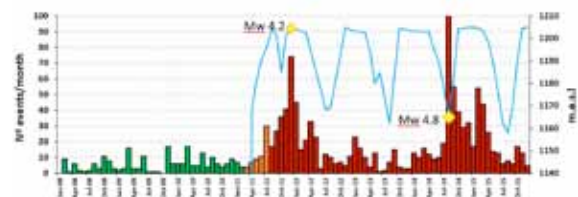


Figura 2. Evolución temporal de la sismicidad en un área de 20x20 km² alrededor del embalse de Pirrís

Figure 2. Temporal evolution of the seismicity in a 20x20 km² area around the Pirrís reservoir.

Cambios de esfuerzos de Coulomb (ΔCFS) debidos a la carga superficial del embalse

Con el objetivo de conocer la posible influencia que la carga vertical de agua tiene en el estado de esfuerzos de la zona, se han calculado las variaciones de los esfuerzos estáticos de Coulomb. Se ha utilizado la solución de *Boussineq*, en la que se tienen en cuenta únicamente los esfuerzos estáticos verticales. El cálculo se ha realizado para diferentes profundidades, así como considerando diferentes estados de saturación del medio. Ésta última condición queda reflejada por el valor del coeficiente de fricción aparente (μ'), suponiendo un medio desde casi saturado ($\mu' = 0.1$) hasta prácticamente seco ($\mu' = 0.9$), incluyendo un caso intermedio ($\mu' = 0.4$).

Cabe destacar que en el cálculo se ha tenido en cuenta la forma o geometría real del embalse. Para ello, se ha modelizado la cuenca del mismo en 3D a través de la generación de un modelo digital de elevaciones (MDE). Partiendo de este modelo, se ha

generado una malla de puntos que cubre toda la cuenca del embalse, reproduciéndose así su forma real. En cada punto de la malla generada se ha estimado el tamaño o peso vertical de la columna de agua y su variación en el tiempo para su inclusión en el cálculo. El planteamiento general del análisis se resume en la Figura 3.

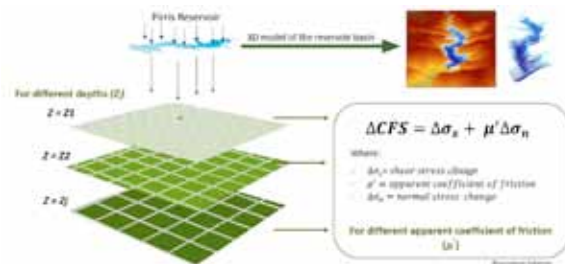


Figura 3. Esquema general del análisis realizado
Figure 3. General schema of the performed analysis

En los resultados hasta ahora obtenidos se refleja que, independientemente de la profundidad y del valor de μ' considerados, la zona del sitio de presa, (situada en la parte más Oeste del embalse), siempre queda dentro de un área cargada positivamente. A medida que la profundidad aumenta, las áreas con ΔCFS positivos se expanden y diluyen hacia la parte meridional de Pirrís. Asimismo, los valores de ΔCFS disminuyen con el incremento de la profundidad y con el aumento del valor de μ' (esto es, condición de roca seca).

Variación de esfuerzos cosísmicos de Coulomb y su combinación con los esfuerzos debidos a la carga de agua del embalse

En una segunda etapa, se han calculado los cambios de esfuerzos de Coulomb por diferentes sismos de origen tectónico para ver la posible influencia que éstos tienen en la zona más próxima al embalse.

Se han considerado tres sismos diferentes ocurridos tras el llenado, todos ellos de magnitudes ≥ 4.0 . Se han obtenido los patrones de la transferencia de esfuerzos debidos a cada uno de ellos en la zona más próxima al embalse. Los sismos analizados han sido los siguientes:

- Sismo 1.** Muy cercano al sitio de presa, de magnitud baja-moderada ($M_w = 4.2$) y muy superficial (prof = 5km)
- Sismo 2.** Muy cercano al sitio de presa (a menos de 2.5 km de distancia epicentral) de magnitud baja-moderada ($M_w = 4.4$) y a una profundidad ≈ 20 km.
- Sismo 3.** Sismo lejano asociado al proceso de subducción (a más de 50 km de distancia) de magnitud grande ($M_w = 6.6$) y profundidad = 19km.

	Long	Lat	Mw	Strike	Dip	Rake
Sismo 1	-84.098	9.684	4.2	223	28	-43
Sismo 2	-84.09	9.660	4.4	205	60	-54
Sismo 3	-84.562	9.460	6.6	293	24	85

Tabla 1. Localización y parámetros focales de los sismos considerados

Table 1. Location and focal characteristic of the considered earthquakes

Finalmente, se han combinado los cambios de esfuerzos de Coulomb debidos a la carga del embalse con los esfuerzos debidos a los tres sismos tectónicos de magnitud $M \geq 4$. Se analizarán los resultados de las diferentes combinaciones.

Un ejemplo del tipo de resultados obtenidos tras este análisis se muestra en la Figura 4. En este caso se muestra la combinación de ambos tipos de esfuerzos para el caso de un plano de observación situado a 6 km de profundidad bajo el embalse. Se presenta el efecto que la carga de agua tiene en el estado de esfuerzos de la zona, junto con la influencia de los tres sismos considerados y el resultado de la combinación final.

A la vista de los resultados cabe resaltar que el sismo 1, a pesar de ser de una magnitud baja-moderada, tiene una influencia muy notoria en la combinación final de esfuerzos. Esto es debido a que se encuentra muy cerca del embalse y el plano de observación considerado casi coincide con la profundidad hipocentral de dicho sismo. Esto no ocurre para el sismo 2, pues a pesar de ser del mismo tamaño que el sismo anterior y encontrarse casi a la misma distancia respecto al embalse, su profundidad hipocentral es de aprox. 20km, bastante por debajo del plano de observación considerado. Por ello su influencia es sustancialmente menor y en este caso juegan un papel dominante los cambios de esfuerzos debidos a la carga de embalse. Finalmente, es sorprendente la gran influencia del sismo 3, el mayor de los sismos considerados y el más lejano, que tiene un papel dominante en la combinación final de esfuerzos, eclipsando prácticamente la propia influencia del llenado.

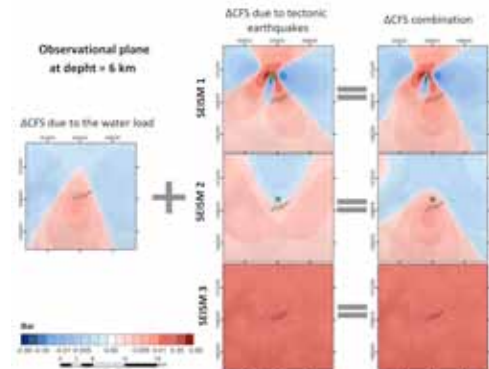


Figura 4. Combinación de ΔCFS debido a la carga de agua en el embalse y a cada uno de los tres sismos considerados.

Figure 4. ΔCFS combination of the water load effect and the three considered earthquakes respectively.

Discusión y conclusiones

En este trabajo se presenta un avance del análisis iniciado, cuyo objetivo principal es conocer el efecto que la carga superficial de un embalse tiene en el estado de esfuerzos de la zona que lo alberga. Además, se incluye un análisis preliminar en el que se combinan la transferencia de esfuerzos cosísmicos asociados a diferentes eventos tectónicos con la correspondiente a esfuerzos propios de la carga del embalse. Cabe destacar que, aunque el análisis presentado haya sido realizado para el caso de un embalse en Costa Rica, puede ser replicado para cualquier otro sitio donde las

operaciones de llenado puedan disparar sismicidad, con especial atención a aquellas zonas con un alto potencial sísmico y evidencias de estructuras geológicas en sus inmediaciones.

Los resultados hasta ahora obtenidos indican diversos niveles de sensibilidad de algunos de los parámetros sísmicos ante el llenado/vaciado del embalse. Cabe destacar la importancia de mantener un continuo monitoreo de la sismicidad en los alrededores de grandes embalses, para la seguridad de este tipo de estructuras.

En el caso del embalse de Pirrís se puede apreciar un primer efecto de la carga de agua a cortas distancias y un segundo efecto a mayores distancias en las profundidades más someras. El análisis de ΔCFS tras el llenado del embalse, evidencia que en algunas condiciones de saturación se alcanzan valores por encima de 0.1 bar para profundidades someras. Estos valores ya son suficientes para poder disparar sismos en el entorno.

Agradecimientos: Este trabajo es parte de una tesis doctoral con financiación del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte a través de una ayuda FPU. Agradecimiento especial al Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) por facilitarnos gran cantidad de datos para elaborar el trabajo presentado.

Referencias bibliográficas

- Barquero, R. & Climent, A. (2006). Estudio sismológico y tectónico para la cuenca del río Pirrís, *Informe Interno ICE*
- Bell, M.L. & Nur, A. (1978). Strength Changes due to Reservoir-induced Pore Pressure and Stresses and Application to Lake Oroville, *J. Geophys. Res.* 83, 4469-4483.
- Denyer, P., Montero, W. & Alvarado, G.E. (2003). Atlas tectónico de Costa Rica. 81 pp. Edit. Univ. de Costa Rica, San José.
- Gupta, H.K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews* 58, 279-310
- Mora, S., Valverde, R. & Brenes, G. (1985). Análisis Geológico-Geomorfológico de la Cuenca del río Pirrís (Parrita) Costa Rica. Estudio del Dpto Ingeniería Forestal ITCR, Cartago Costa Rica.
- Roeloffs E.A. (1988). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geophys. Res.* 93, B3, 2017-2124
- Simpson et al. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, no. 6, 2025-2040
- Simpson, D. W. (1986). Triggered earthquakes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 21-42.
- Snow, D.T. (1972). Geodynamics of Seismic Reservoirs, in Proc, Symp, Flow Fractured Rocj, *German Soc. Soil. Rock Mech., Stuttgart*, T2-J, 19pp
- Stirling, M.W., Rhoades, D.A and Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, no. 2, 812-830.
- Stirling, M. W., M. C. Gerstenberger, N. J. Litchfield, G. H. McVerry, W. D. Smith, J. Pettinga, and P. Barnes (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology, *Bull. New Zeal. Natl. Soc. Earthq. Eng.* 41, 51-67
- Talwani P. and Acree S. (1984). Pore Pressure Diffusion and the Mechanism of Reservoir-induced Seismicity, *PAGEOPH*, 122
- Wells, D.L., Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. *Bulletin Seismological Society of America*, 84, No. 4.



ANALYSIS OF THE SEISMIC SEQUENCE ASSOCIATED WITH THE GAS INJECTION IN THE CASTOR PROJECT

Ruiz-Barajas, S (1), Benito, B (1), Sharma, N (2,4), Convertito, V (3), Zollo, A (2).

- (1) Dpto. Ingeniería Topográfica y Cartografía/ Universidad Politécnica de Madrid, Crta. de Valencia km 7, 28031, Madrid, España. sandra.ruizb@upm.es
(2) Dpto. Física Università degli Studi Federico II, Italia
(3) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia Osservatorio Vesuviano, Nápoles, Italia
(4) Actualmente: Shillong Geophysical Research Centre, Indian Institute of Geomagnetism, Shillong, India

Abstract: The aim of this paper is to analyse one case of induced seismicity associated with underwater gas storage operations observed in the Castor platform, located in the Valencia gulf, east Spain, near a complex and important geological structure. In September 2013, some injection operations of natural gas in Castor started, producing a series of seismic events around the reservoir area, which reached a maximum magnitude of up to 4.2. The larger magnitude events took place some days after the end of the injection. In this work, the recorded seismic sequence is analyzed with the aim of detecting changes in statistical parameters describing the earthquake sequence before and after the injection and identifying possible proxies, related with the b-value and/or the cumulative seismic moment, to be used for monitoring the sequence evolution. Moreover, we explore the potential predictability of these statistical parameters, which can be used to control the field operations in injection fluid reservoirs.

Key words: *Induced and triggered seismicity, injection, Castor, spatio-temporal evolution*

Resumen: El objetivo de este trabajo es analizar un caso de sismicidad inducida asociada a operaciones de almacenamiento de gas subterráneo. En este caso se estudia la sismicidad asociada a las operaciones de inyección en la plataforma de Cástor, situada en el golfo de Valencia sobre una compleja e importante estructura geológica. En septiembre de 2013, se comenzaron a registrar una serie de eventos sísmicos (algunos de ellos sentidos por la población) coincidiendo con el inicio de las operaciones de inyección de gas natural en la plataforma, llegándose a registrar magnitudes máximas de hasta 4.2. En este trabajo se analiza la evolución espacio temporal de la sismicidad registrada alrededor de la plataforma de Castor con el objetivo de detectar ciertos cambios en diferentes parámetros sísmicos de la zona diferenciándose entre la fase de antes y después de la inyección. Se analizan aspectos como el cambio en el valor de b o del momento sísmico acumulado, discutiendo la posible utilización de los cambios en dichos parámetros para controlar las operaciones en campo de este tipo de proyectos en donde se realizan inyecciones de fluido en el interior del terreno.

Palabras clave: *sismicidad inducida y disparada, inyección, Castor, evolución espacio temporal*

In the present study we focus on Castor field, which is the biggest underground reservoir of natural gas in Spain, located in the Gulf of Valencia (NE Mediterranean). The offshore platform is located 22 km away from the nearest inland town (Vinaroz, Castellón). The target reservoir is contained within a fault-limited, horst structure with an average depth of more than 1700 m. The main fault of this structure is the Amposta fault.

The recorded seismicity in the zone, before the gas injection operations, is the lowest in the eastern Spain. After the beginning of injection in September 2013, a sequence of seismic events occurred, reaching a maximum Mw of 4.2 and macroseismic intensities in coastal towns of degree III (EMS-98). While the first part of the sequence can be directly related to the injection process, Cesca et al (2014) argue that the second part is of tectonic origin. The idea is that the seismic cycle of critically pre-stressed faults has been shortened by the pore-pressure perturbation, thereby anticipating the occurrence of tectonic events.

We first analyze the space-time evolution of the observed seismicity in the Castor area during and after the injection. The aim is to examine the statistical parameters of the two clusters and to identify possible proxies, which can be used to detect significant seismicity changes occurring during the injection operations. Next, we explore the potential predictability of some statistical parameters that

could be used to guide the field operations in near real-time in order to manage future emergencies. We tackle this objective carrying out a time-dependent seismicity parameters estimation.

Sismotectonic framework

Castor is located inside a regional rift structure (Valencia Basin) caused by stretching of the lithosphere in the complex context linked with the collision between the African and Eurasian continental plates. In this tectonic setting, the deformation is partitioned into two families of faults: one is oriented in NNE-SSW and other is in NNW-SSE direction which also coincides with traces of greater length, mapped at a QAFI (Quaternary Active Faults of Iberia, <http://info.igme.es/qafi/>). Castor is located in an area where these fault segments interact, being the longest failures between the platform and the coast (Figure 1). From published information regarding the potential seismogenic faults, we can establish that not all these structures can be considered as active faults; however some of them affect the upper Miocene and Quaternary formations. Therefore they have the potential to reactivate seismicity due to changes of induced stresses.

The longest fault of the system, which is the Amposta Fault is considered as the main structure to be taking into account in the estimation of seismic hazard. In the QAFI database the fault appears as a segment of 51 km in length, with a plane that reaches a depth of

15 km. However the tectonic model of the area is complicated by the presence of other secondary faults, shorter and jump, but they can play an important role in the interpretation of the seismicity. 12 active faults are documented on land in a radius of 120 km around the site of Castor, containing 23 segments whose slip rates ranges from 0.01 mm/y to 0.15 mm/y, with recurrence intervals between 2900 and 50000 years. (Roca and Guimerá, 1992, Masana, 1996 and Perea, 2006). The raising question is which fault gets triggered after the injection and its seismogenic potential to produce earthquakes with magnitudes larger than the observed ones. The location of the events suggests that a secondary fault was activated during the 2013 earthquake sequence with a rupture length of 3 km, instead of the Amposta fault which a priori seemed the main candidate (Cesca et al, 2014)

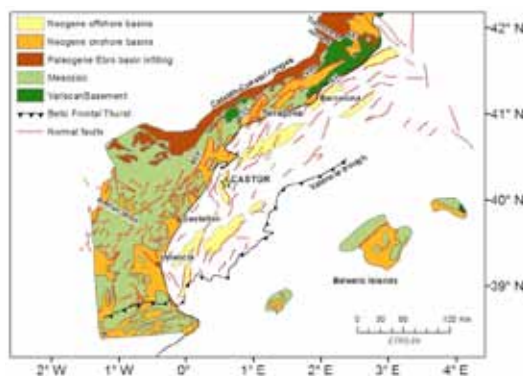


Figure 1. Geological framework around the Castor platform. AF: Amer fault; BF: Barcelona fault; VPF: Vallès-Penedès fault; ECF: El Camp fault; BEF: Baix Ebre fault. Data from Perea et al, 2006, Roca (1992) and Roca and Guimerá (1992).

The area where the Castor platform is located is one of the lowest seismic hazard sites in the Community of Valencia (Benito and Gaspar-Escribano, 2007). Before the injection operations, very few low magnitude earthquakes had been recorded in the area within a radius of 50 km around the reservoir (Figure 2). Based on the IGN catalogue, only 11 earthquakes with $M > 4.0$ have occurred during the last 110 years before the injection in a radius of 100 km with respect to location of Castor platform, thus indicating an approximate rate of 0.1 events per year with magnitude $M > 4.0$. On the other hand, the 2013 Castor sequence showed a seismicity rate much higher than this background level (e.g. four Mag. about 4.0 events in less than one month) which clearly indicates a strong correlation between injection operations and seismicity.



Figure 2. Historical and instrumental seismicity in the area of 100 km around Castor. Time period: 1048-2013 (Source IGN)

Data used in this study are those recorded by stations managed by the IGN, which were the only publicly available data. This fact involves a limitation in our data base. The IGN catalog used in this study contains 552 events recorded from 5th September to 29th October 2013. We have homogenized the catalog to moment magnitude M_w applying the relationship used in the recent Seismic Hazard map of Spain (IGN-UPM, 2013, Cabañas et al., 2015)

The moment magnitude of the homogenized catalogue ranges between M_w 1.2 and M_w 4.2. The temporal evolution of the seismicity is shown in Figure 3. The operations of gas injection in the Castor platform started on 2nd September 2013. Three days later, a few earthquakes of magnitude around M_w 1.6 were recorded in the area. On 9th September 2013, the event rate started to increase. The phenomenon continued until the maximum rate of 13 to 24 events per day was reached by 13th September. The magnitude of the events also increased with the frequency of occurrence and maximum observed magnitude was M_w 3.2 on 13th September.

Due to this increase in the seismicity level, both in terms of rate and magnitude, a warning was issued to communities living in the coastal areas. As a consequence, on 16th September 2013 the injection operations were stopped. The number of events recorded during the injection period was 142. However, as it is shown in Figure 5, many events were still being detected a few days after the halt of the gas injection. During the last days of September, the number of events considerably increased and, at the beginning of October 2013, two events of magnitude larger than M_w 4.0 occurred (M_w 4.2 on 1st October 2013 and M_w 4.1 on 2nd October 2013).

Figure 4 shows the spatial evolution of the sequence, differentiating the events between those occurring during and after injection. We can clearly see the increase in the number of earthquakes per area after the halt of injection around the north part of the platform for all the magnitude ranges considered. This increase is more pronounced for the magnitudes between 2.0 and 3.0.

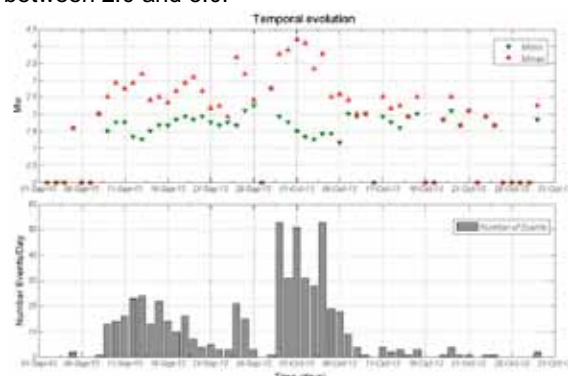


Figure 3. Temporal evolution of the sequence. Red and green triangles correspond to the observed maximum magnitude and minimum magnitude per day, respectively.

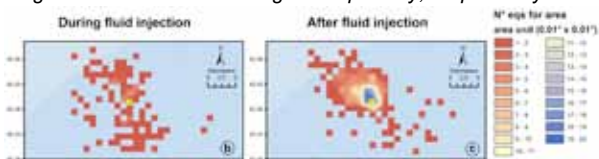


Figure 4. Number of earthquakes for area unit during and after the injection, respectively. The unit is $0.01 \times 0.01^\circ$.

Analysis of the seismic sequence

In the first step, the seismic series is analyzed in a retrospective approach, taking into account the whole sequence. In a second step, the seismic sequence is analyzed by considering two different, consecutive periods: during injection and after injection, so as to assess and identify possible differences that could provide possible indicators for the discrimination between induced and triggered seismicity.

As for the Gutenberg-Richter (GR) relationship, the a-value and the b-value parameters are calculated by using maximum likelihood approach. Moreover, three different methods are used to estimate the minimum magnitude of completeness (M_c): the Entire Magnitude Range (EMR) (Woessner and Wiemer 2005), the maximum curvature and the goodness-of-fit method (Wiemer and Wyss 2000). All of them are available in the ZMAP code (Woessner and Wiemer 2005). The results obtained by applying the three methods are coherent, giving similar values of the parameters. Regardless of the applied method, we observed a clear decrease in b-value, changing of $b \approx 2.0 \pm 0.3$ during injection to $b \approx 1.1 \pm 0.1$ after the halt of injection (whereas the b-value for the whole sequence is 1.3 ± 0.1). A similar decrease was observed by Bachmann et al., (2011) during injection operations at the Basel Enhanced Geothermal System site, with a relatively high b-value ($b \approx 1.58$) measured during the injection and a lower value ($b \approx 1.15$) after the halt of injection.

We also analyzed the cumulative seismic moment release for the whole sequence taking into account the events with $M_w \geq M_c$ (Figure 5). We observe a clear difference in the slope of the cumulative seismic moment release during and after the stop of injection. The total cumulative seismic moment release (SMR) is $1.2 \cdot 10^{23}$ Nm ($5.716 \cdot 10^{21}$ Nm is released during the injection and the $1.143 \cdot 10^{23}$ Nm remaining is released after the halt of the injection). So, the SMR after the stop of injection is about 20 times greater than the one released during the injection. Assuming a constant stress drop scaling, the increase in SMR can be explained as an increased average faults size for events occurring after the stop of injection. This would mean either the activation of pre-existing larger fault segments or the occurrence of multiple ruptures along inter-connected segments due to fluid percolation.

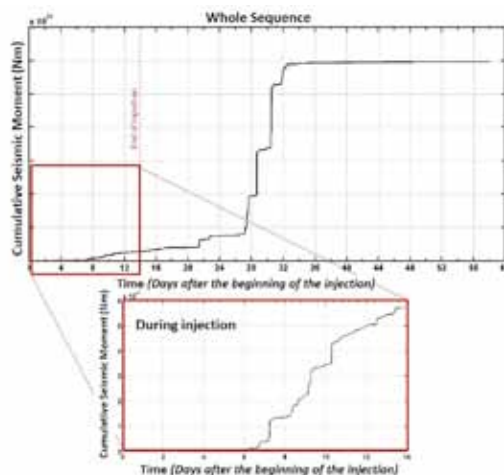


Figure 5. Cumulative seismic moment releases during the whole sequence with a zoom during the injection.

The results illustrated above indicate some variations in the behaviour of the sequence during and after the halt of the injection. Hereinafter, we explore the potential predictability of these parameters to monitor field operations at a short-term time scale (e.g. days). To this aim, we evaluate M_c and b-value as function of time using a sliding window approach

We apply the maximum curvature method using only the events with magnitude M_w larger or equal to the estimated value of $M_c = 2.2$ (a total of 286 events is considered). We verify with different tests that, in order to obtain a reliable estimation of the b-values as function of time, at least 60 events (size of the sample window) with a 20% of overlapping is needed. The results show clear and significant changes in the b-value as function of time, where the larger values around $b = 2$ occur during the injection period decreasing to values close to 1.0 after the end of the injection. The observed decrease of the b-value indicates a higher probability of larger magnitude events occurrence with respect to the smaller ones, as those actually observed after the stop of the injection.

In studies dealing with induced seismicity, one of the most debated issues concerns the estimation of the maximum magnitude value (M_{max}) associated with events that could be induced by field operation. We use different statistical techniques to estimate the expected value of M_{max} that can be induced by the anthropogenic activities in Castor (Ruiz et al, 2017). The inferred M_{max} values with each methodology considered are quite similar and all of them provide estimates of M_{max} greater or equal than the observed ones (Table 1).

Table 1. Summary of M_{max} estimations for each analyzed period with the different approaches applied.

	During Injection	After Injection	Whole Sequence
Observed Magnitude	3.2	4.2	4.2
Estimated magnitude (average)	3.7 ± 0.3	4.4 ± 0.2	4.5 ± 0.5

Discussion and conclusions

In this paper we analyze the observed seismicity using a retrospective and a perspective approach based on the earthquake data catalogue recorded during the gas injection operations at the Castor reservoir by the Spanish National Network.

The main aim was to understand whether the statistical analysis of the recorded seismic sequence during and after gas injection operation could be used to discriminate significant seismicity changes relative to the background and to injection operations, as well as to explore the predictability of some statistical parameters that could be used as a proxy in the future to guide the field operations.

It is worth noting that Castor site is located in a zone of low seismicity and low seismic hazard but nearby a system of faults with a high seismogenic potential. These are slow faults with speeds ranges from 0.01 mm/y to 0.15 mm/y that may be reactivated due to changes of induced stresses.

Our statistical analysis provides evidence for two clusters, characterized by a relative change of the b-value and the cumulative seismic moment. In

particular, the first cluster occurred during the injection phase and possibly extending after the injection, is characterized by relatively high values of b (≈ 2.0) and an observed maximum magnitude of 3.2. The second cluster, after the injection is characterized by a significantly lower b -value (≈ 1.2) and high cumulative seismic moment (a factor 20 higher than for the first cluster). Based on these evidences we argue that while the first cluster can be mainly originated by stress induced by fluid injection, the second cluster is triggered by fault activation due to local stress perturbations as a response to pore-fluid pressure increase.

To support this hypothesis we defined a criterion to discriminate fluid-induced and triggered events based on their location nearby/ far away from known mapped faults embedded in the volume surrounding the injection site and gas storage (Fig 6a). Next, we estimated the completeness magnitude M_c , the b -values and cumulative seismic moment release as inferred from the two catalogues which included the two event types (Fig 6b and c). This analysis confirms that near-fault triggered events are characterized by a lower b -value and a faster seismic moment release than fluid-induced earthquakes. The acceleration of the cumulative seismic moment for triggered events could be explained by a general increase of the fault size (in the hypothesis of a constant stress drop scaling with magnitude).

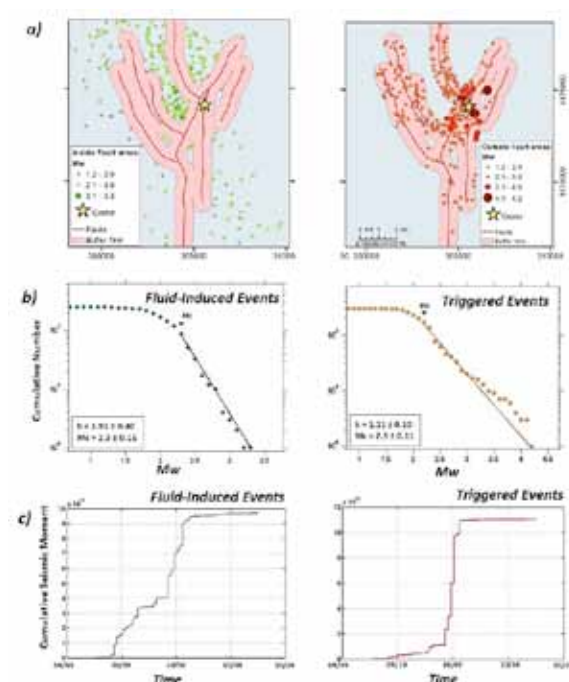


Figure 6. a) Location maps of fluid-induced and triggered events. The criterion used to discriminate between both types of seismicity is their locations nearby/far from mapped faults (events outside a buffer area of 1 km around mapped faults are considered fluid-induced events and the triggered events are those inside the 1km area around mapped faults) b) Gutenberg-Richter laws for both types of seismicity and c) Cumulative seismic moment releases from the fluid-induced and triggered

The results obtained by the time dependent analysis, show that the M_c as function of time is quite constant, whereas the b -value is changing clearly

with the time featuring higher values during the injection period and lower values after the stop of injection with a consequent increase in the probability of occurrence of larger magnitude events.

Hence, given an appropriate time window, the b -value could be used as a proxy for monitoring the possible evolution of the induced toward triggered seismicity.

As for the expected maximum magnitude, several approaches are applied in each considered time period (during and after the injection and the whole sequence). In general, most of the procedures provide values of M_{max} consistent with the ones observed, although a little bit greater.

Finally, we show that the time-varying statistical analysis of the earthquake catalogue recorded during industrial operations in a fluid injection extraction area may help to rapidly identify ongoing anomalies in the rate of occurrence and magnitude distribution of earthquakes and possibly to detect the re-activation of nearby faults, producing higher magnitude seismicity.

Acknowledgements. This work has been performed in the framework of Transnational Activities within the EU project NERA. We acknowledge Dr. Guido Maria Adinolfi for his contribution in the work

References

- Bachmann, C. E., Wiemer, S., Woessner, J. & Hainzl, S. (2011). Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: introducing a probability-based monitoring approach for enhanced geothermal systems. *Geophys. J. Int.* 186(2), 793–807
- Benito, B. & Gaspar-Escribano, J. (2007). Ground motion characterization in Spain: Context, problems and recent developments in seismic hazard assessment. *J. Seismol.* 11, 433–452
- Cabañas, L. et al. (2015). Relationships between m_w and other size parameters from the IGN seismic catalog. *Pure Appl. Geophys.* 172, 2397–2410
- Cesca, S. et al. (2014). The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophys. J. Int.* 198, 941–953
- Masana, E. (1996). Evidence for past earthquakes in an area of low historical seismicity: the catalan coastal ranges, NE Spain. *Analisi Geofísica XXXIX*, 689–704
- Perea, H. (2006). Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de valència. PhD Thesis Universitat de Barcelona (Spain) 382 pp
- Roca, E. & Guimerà, J. (1992). The neogene structure of the eastern iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western mediterranean). *Tectonophysics* 203, 203–218
- Ruiz-Barajas, S., Sharma, N., Convertito, V., Zollo & Benito, B. (2017). Temporal evolution of a seismic sequence induced by a gas injection in the Eastern coast of Spain. *Scientific Reports*, 7-2901
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: Zmap. *Seismol. Res. Lett.* 72(3), 373–382
- Wiemer, S. & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 859–869
- Woessner, J. & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 2, 684–698



SESIÓN 8

¿FALLAN LOS MAPAS DE FALLAS?



SISMICIDAD Y FALLAS ACTIVAS: PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA PARTE EMERGIDA DEL BASAMENTO DE LA CUENCA DE ALBORÁN

Seismicity and active faults: strain partitioning on the emerged basement of the Alboran Basin

José Miguel Azañón (1,2)

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. jazanon@ugr.es

(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Av. Las Palmeras sn. Armilla-Granada

Resumen/resumo: Nuevos datos geofísicos y geodésicos reflejan que el carácter difuso del límite de placas entre Iberia y África podría responder a un modelo de dos o más STEPs (Subduction-Transform Edge Propagator) limitando a N y S la zona de subducción del Arco de Gibraltar. A pesar de que la subducción está bloqueada actualmente, algunas de las fallas que representan la expresión superficial de estos límites litosféricos son las responsables de la sismicidad en la parte emergida del basamento de la Cuenca del Alborán en Béticas y Rif. El motor de esta deformación es la continua convergencia entre África y Europa, a la que se unen los procesos profundos relacionados con la evolución del "slab" oceánico y la restitución del equilibrio isostático en los relictos de raíz cortical. La comprensión del modelo de distribución de fallas activas en la Cordillera Bética requiere dilucidar las causas de la actual partición de la deformación y de sus efectos a nivel litosférico.

Palabras clave: STEP, fallas dexas, sismicidad somera e intermedia, extensión y compresión coetánea

Abstract: New geophysical and geodesical data show how deep structure of the Africa-Iberia diffuse boundary could be compatible to a STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) model enclosing N and S the Gibraltar Arc subduction zone. Although this subduction zone is not active, seismicity on the Alboran basin emerged basement is caused by faults that are the surface expression of these lithospheric boundary. Triggers for this deformation is obviously due to the absolute plate motion of convergence between Africa and Europe but also to the consequences of the slab dragging and restitution of the isostatic equilibrium on the relict crustal roots. Comprehension of the active fault model on the Betic Cordillera implies elucidate the causes of the current strain partitioning and its lithospheric effects.

Key words: STEP, right-lateral faults, shallow and intermediate seismicity, extension and coetaneous compression

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética Rifeña no puede considerarse un orógeno peri-Mediterráneo convencional. Si comparamos su estructura con la que presentan los Alpes o los Apeninos hay determinados rasgos que son completamente genuinos de este orógeno ubicado en el extremo occidental del Mediterráneo. Quizás el más llamativo es la existencia de una cuenca con subsidencia activa en su interior. Además, la cuenca de "foreland" de este orógeno tampoco responde a los parámetros convencionales ni en su geometría ni en su ubicación, ya que se encuentra escorada al oeste y alejada del eje principal de la cadena. Además de estas llamativas peculiaridades, la Cordillera Bético-Rifeña presenta una excepcional falta de continuidad en el afloramiento de sus dominios que hace difícil la comprensión del mapa geológico. Tanto las rocas de las Zonas Externas como las pertenecientes al Dominio de Alborán presenta una importante deformación extensional frágil que fracciona los afloramientos en dominios ahusados penetrativos y de carácter fractal.

Los nuevos datos geofísicos han aportado una imagen del conjunto de la litosfera que ayuda a cambiar la escala para analizar los mecanismos que generan la deformación. La geodesia de precisión muestra el movimiento relativo de los bloques y de su significado en términos de acumulación de tensiones en la corteza. El actual modelo de deformación pasa por comprender las causas de

esta partición de la deformación, las tensiones horizontales y verticales que la gobiernan y la sismicidad asociada. En un contexto de movimiento absoluto de placas entre África y Europa, que induce compresión NNW-SSE y extensión perpendicular, los procesos de re-equilibrio isostático y la dinámica del "slab" profundo son críticos para entender el modelo general de deformación.

ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA A PARTIR DE DATOS DE FUNCIONES RECEPTORAS

Los datos de las funciones receptoras Ps recabados por los proyectos Picasso y Topoiberia han proporcionado una distribución detallada de los espesores corticales en los basamentos emergidos del Mediterráneo Occidental (i.e. Mancilla y Díaz, 2015). Además, estos datos se han implementado con la realización de dos perfiles estratégicamente situados (HIRE y TRANSCORBE) cortando en dirección N-S o NW-SE la Cordillera Bética en sus sectores central y oriental (Mancilla et al., 2018). Los datos proporcionan evidencias sorprendentes entre las que cabe destacar: a) que la parte occidental de Sierra Nevada, donde aparecen las mayores altitudes, no presenta una raíz orogénica y b) los relictos de raíz orogénica (Fig. 1) están bajo las cuencas intramontañosas que aún están en franco desequilibrio isostático presentando rasgos de un levantamiento cuaternario. Sin embargo, estas cuencas tuvieron su fase subsidente como refleja su relleno sedimentario que se inicia en el Serravallense y que llega hasta el Plioceno. Por

tanto, el origen de estas cuencas y el hecho de que preserven relictos de la raíz orogénica puede considerarse clave para comprender la evolución tardi-miocena del orógeno.

FALLAS Y ZONAS SÍSMICAMENTE ACTIVAS EN LA CORDILLERA BÉTICA

Es precisamente en estas cuencas intramontañosas donde se concentra gran parte de la actividad sísmica, de carácter superficial, de la Cordillera Bética (**Fig. 1**). Las fallas normales de orientación NW-SE y los despegues en los que se enraizan son las estructuras responsables de esta sismicidad. Además, en la parte oriental, entre el Arco de Águilas y el Arco de Cazorla, aparece una sismicidad, también superficial, compatible con el campo de esfuerzos actual. En este sector los terremotos presentan mecanismos focales oblicuos de falla inversa con una componente lateral sinistral compatible con un eje máximo de compresión NW-SE (i.e. falla de Alhama de Murcia). También en la parte más occidental de la Cordillera se observan terremotos que responden a una compresión pero en este caso con un eje de compresión más próximo a la dirección E-W compatible con las estructuras aflorantes que ponen el dominio de Alborán sobre el complejo de los flysch. Sin embargo, hay otros focos que presentan enjambres sísmicos que no tienen una correspondencia con estructuras aflorantes. Sirvan como ejemplo la reciente sismicidad de la Loma de Úbeda (Cuenca de Guadalquivir) o el enjambre sísmico de la parte oriental de la Sierra de Lujar (**Fig. 1**). En ambos casos, siempre teniendo en cuenta que resulta difícil asociar la sismicidad de baja magnitud con la deformación regional, lo cierto es que las estructuras causantes de la sismicidad no llegan a aflorar en superficie pero su localización, orientación y mecanismos focales (cuando es posible obtenerlos) ponen de manifiesto tensiones corticales congruentes con el modelo regional, bien en la placa de Iberia, el Dominio de Alborán o en la zona de contacto de ambos.

MOVIMIENTO DE BLOQUES A PARTIR DE DATOS GPS

La dinámica de bloques que ponen de manifiesto los datos de estaciones GPS permanentes (i.e. Palano et al., 2013) muestra claramente dos zonas bien diferenciadas. El bloque suroriental, comprendido entre el Arco de Águilas y Arco de Cazorla presenta un movimiento compatible con el movimiento absoluto NW-SE de placas entre Iberia y África. Los vectores muestran velocidades de acercamiento Iberia-Africa entre 2 y 3 mm/año (**Fig. 1**). Sin embargo, el resto del Dominio de Alborán presenta un "escape" activo hacia el W con un significativo gradiente N-S de velocidad. En la parte más meridional del sector central, las velocidades pueden alcanzar los 4 mm/año, mientras que en el mismo meridiano, sobre la cuenca del Guadalquivir, las velocidades no llegan a 1 mm/año. Las mayores velocidades se han obtenido al S de la Cuenca de Granada, en el sector de Motril aunque en la Bahía de Málaga también se alcanzan velocidades superiores a los 3 mm/año. Este gradiente N-S en la velocidad del movimiento hacia el W del Dominio de Alborán puede producir zonas de acumulación de

tensiones, de orientación E-W, en diferentes zonas del sector centro-occidental de la Cordillera.

DISCUSIÓN

La compilación de datos estructurales, sismicidad y desplazamientos, en la Cordillera Bética, pone de manifiesto una importante partición de la deformación. Una de las zonas más activas es la terminación suroriental de la cadena, donde las estructuras y la sismicidad responden a una compresión NW-SE totalmente compatible con el elipsoide de esfuerzos regional. Los datos GPS confirman el desplazamiento según esta dirección. Las otras zonas donde se concentra la sismicidad son las cuencas intramontañosas, especialmente la de Granada y la terminación occidental de la cadena. Tanto las estructuras como la sismicidad indican que el modelo en estas zonas es congruente con un "escape" hacia el W como ocurriría en una zona de falla STEP (Subduction Transform Edge Propagator) asociada a la subducción de Gibraltar. Este modelo explicaría la extraordinaria fragmentación y falta de continuidad de los afloramientos tanto en las Zonas Externas como en el Dominio de Alborán. Las estructuras con componente lateral en el movimiento cortarían todas las estructuras previas, tanto compresivas como extensionales de carácter dúctil o dúctil-frágil. Sin embargo, ya que la subducción no parece activa, ¿cuál es el mecanismo motor de la deformación? ¿sería únicamente el movimiento absoluto de las placas Ibérica y Africana? Se han invocado otros mecanismos que podrían explicar el porqué las estructuras con componente lateral dextro de esta STEP no generan sismicidad instrumental o histórica, al contrario que las fallas normales del sistema (i.e. bordes occidental de Sierra Nevada y Sierra de Gador). También se debe tener en consideración que es bajo las cuencas intramontañosas donde se preservan los principales indicios de deformación activa. Así mismo, es allí donde aún existen relictos de raíz orogénica y el relieve no está isostáticamente compensado. Por tanto, la "flotabilidad" cortical también podría invocarse como un motor de esta extensión Plio-cuaternaria al igual que los procesos de "dragging" o "tearing" de la corteza intermedia y oceánica de Iberia (Mancilla et al., 2015). Lo cierto es que los datos GPS confirman que esta deriva hacia el WSW está activa generando adelgazamiento cortical de la misma dirección y desplazamientos de hasta 4 mm/año (i.e. Mancilla et al., 2015). Tanto la dirección como la cuantía de los desplazamientos admite que sean efectos colaterales de la aproximación África-Europa. Sin embargo, se debería tener en consideración la incidencia de estos procesos profundos como potenciales motores de la reactivación de discontinuidades mecánicas sismogénicas en la corteza superior.

Referencias bibliográficas

- Mancilla, F.L., Diaz, J. High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis 2015. *Tectonophysics*, 663, pp. 203-211.
- Mancilla, F.L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martín, R., Giaconia, F. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions 2015. *Tectonophysics*, 663, pp. 225-237.

Mancilla, F.D.L., Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, A., Azañón, J.M., Martín, R. A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system 2018. *Earth and Planetary Science Letters*, 486, pp. 32-40.

Palano, M., González, P.J., Fernández, J. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics 2013. *Gondwana Research*, 23 (3), pp. 1071-1088.



Figura 1: A) Terremotos de magnitud entre 3 y 4 (círculos amarillos) y de magnitud superior a 4 (círculos rojos). Fallas activas y recientes. B) Espesores de la corteza según datos de funciones receptoras Ps. Las flechas blancas reflejan movimientos según datos GPS.

Figure 1. Earthquakes from 3-4 magnitude (yellow circles) and higher than 4 (red circles). Active and recent faults. B) Crustal thickness from Ps receiver functions. White arrows show displacements from GPS data.



HIGH-RESOLUTION IMAGING OF SUBMARINE LARGE SEISMOGENIC AND TSUNAMIGENIC STRUCTURES IN THE SW IBERIAN MARGIN: NEW INSIGHTS FROM INSIGHT SURVEY (2018)

R. Bartolome (1), E. Gràcia (1), R. Urgeles (1), C. Lo Iacono (2), S. Martínez-Loriente (3), M. Camafort (1), D. Mencaroni, (1), W. Meservy, W. (1), C. Sánchez (1)

(1) B-CSI, Instituto de Ciencias del Mar –CSIC, Paseo Marítimo de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, rafael@icm.csic.es

(2) National Oceanography Centre, European Way, SO14 3ZH Southampton, United Kingdom

(3) Irish Centre for Research in Applied Geosciences (ICRAG), UCD School of Earth Sciences, Ireland

Abstract: Large earthquakes, submarine landslides and their occasional tsunami originated are geohazards of great societal concern because of the impact on the world economies and coastal populations. Dramatic examples of such events include the 2004 northern Sumatra and 2011 Tohoku earthquakes and tsunamis. However, earthquakes of magnitude > 7.0 in areas of relatively slow tectonic deformation and with long recurrence intervals, such as the external part of the Gulf of Cadiz, might also have a significant impact as the well-known case of the destructive 1755 Lisbon earthquake, related submarine landslides, and resulting tsunami. Although the Gulf of Cadiz is one of the highest geohazard zones in Europe, we currently lack appropriate understanding of both the rupture areas and stress-state of the faults and sediments in which such catastrophic events originated. The relatively great water depths, poor accuracy on the location of moderate-to-high magnitude earthquakes, lack of understanding of subsurface hydrology and the few constraints on ages of the sedimentary sequences, hinder an appropriate understanding of location and characteristics of earthquake ruptures and associated submarine landslides in the Gulf of Cadiz. Our hypothesis is that such understanding can only be developed by using ultra-high resolution (UHR) tools capable of providing the characterization of faults, submarine landslides, and fluid escape structures while being able to work in deep waters such as those of the external Gulf of Cadiz. INSIGHT project tackles this problem by using state-of-the-art UHR techniques such as microbathymetry, 2D high-resolution seismic data, and sampling using gravity cores. We aim at 1) Map in detail the active faults with largest seismogenic potential, 2) Accurately determine the seismic parameters of these faults, 3) Characterize associated submarine landslides, 4) Assess the likelihood of recent submarine landslides activation, and finally, 5) Evaluate the seismogenic and tsunamigenic potential of the largest tectonic sources.

Keywords: Active faults, submarine landslides, earthquakes, ultra-high resolution technologies.

Introduction

Geological hazards, such as earthquakes and submarine landslides, are a major societal concern. They are capable of generating a tsunami that threatens coastal communities, infrastructure, and global economies at distances of many thousands of kilometers. This power and its effects were shown by the catastrophic 2004 Sumatra earthquake (Mw 9.3) and 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) and subsequent tsunamis. Smaller earthquakes and landslides also have the potential to create hazards for coastal communities, as well as for oil and gas production infrastructures in deep water. Examples of such earthquakes and associated slope failures are found in the southern margins of the Iberian Peninsula, such as the 1755 Lisbon earthquake and tsunami, and the 1969 Horseshoe earthquake (Fukao 1973, Buforn et al. 1995, 2004, Baptista et al. 1998, Martínez-Solares and López-Arroyo 2004). The Gulf of Cadiz represents one of the most hazardous areas in Europe (Papadopoulos et al. 2014), despite the

long recurrence period for large earthquakes (generated offshore) (and tsunamis Gràcia et al. 2010).

Seismogenic faults may be silent in the instrumental and historical periods and, therefore, their seismic potential may remain inadvertently hidden. In active areas, where deformation rates are high, it has been demonstrated that an on-fault analysis can detect and characterize the fault geometry and the fault seismic potential, slip rate, recurrence period, displacement per event, and elapsed time since the last event (Pantosti and Yeats 1993, Goldfinger et al. 2003). These parameters are commonly used for seismic hazard evaluation. Nevertheless, areas of relatively slow tectonic deformation with faults capable to generate large-magnitude earthquakes (Mw > 6) with long recurrence intervals (10^3 to 10^4 years), such as those in the Gulf of Cadiz, deserve special attention.

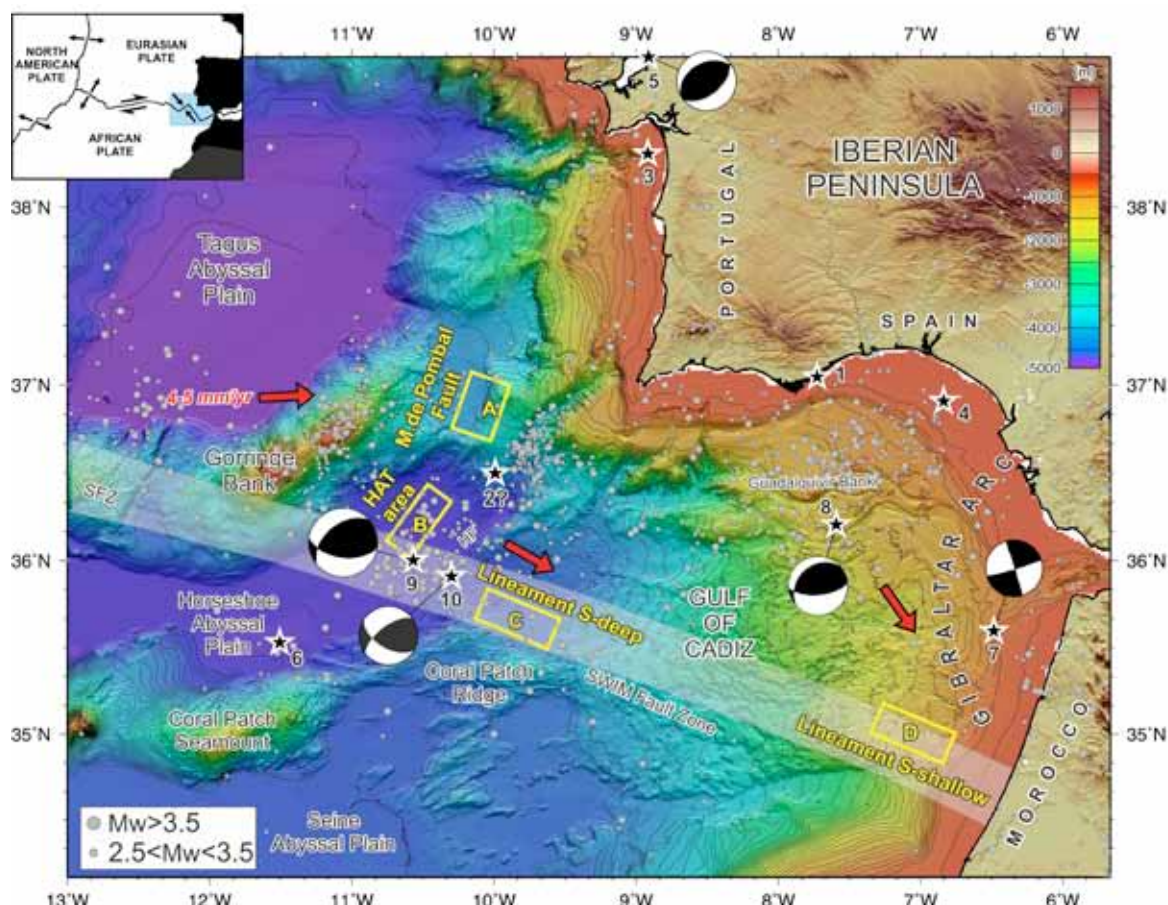


Figure 1: Compilation of geological and geophysical dataset acquired in the Gulf of Cadiz by the ICM-CSIC (Barcelona-CSI team) during the INSIGHT survey. Black stars are epicenters of earthquakes $M_w \geq 6.0$. We highlight 2?: proposed locations for the 1755 Lisbon EQ, $\sim M_w 8.5$ [Bufo et al., 2004]; 9: 1969 Horseshoe EQ, $M_w 7.8$ 10: 2007 Horseshoe Fault EQ, $M_w 6.0$ [Stich et al., 2007]. Yellow boxes outline INSIGHT study areas of micro-bathymetry acquired using an AUV.

Moreover, submarine landslides can be several orders of magnitude larger than their biggest terrestrial counterparts are (Urgeles and Camerlenghi 2013).

Both earthquakes and submarine landslides are characterized by releasing stress in the form of strain over a range of temporal and spatial scales. Fluids are essential to both processes and determine the style, timing and amount of energy released in both processes. Faults are often major fluid flow pathways (Silver et al. 2000, Hensen et al. 2015), but fluids may become trapped in the subsurface and form gas hydrates (Berndt 2005) that may dissolve and/or dissociate at a later time originating submarine landslides. The occurrence of mud volcanoes and pockmarks at the seafloor is a manifestation of subsurface fluid flow and an indicator of the sediment stress-state. However, several questions still need to be addressed in order to resolve the significance of fluid flow in controlling the occurrence of both earthquakes and submarine landslides, including the determination of quantitative relationships between seismic activity, shallow faulting, landsliding and hydrologic processes.

The reason why INSIGHT survey concentrates around the Horseshoe Plain area is that in this area occurred the AD 1755 and AD 1969 earthquakes ($M_w > 8.0$). A detailed study of the surface expression of these structures may constrain the determination

of the 1755 Lisbon earthquake source.

Geological setting

In the SW Iberian Margin, seismicity is characterized by shallow to deep earthquakes of low to moderate magnitude ($M_w < 5.5$) (Bufo et al. 1995, 2004, Stich et al. 2005, 2007, 2010). However, this region is also the source of the largest and destructive earthquakes that have affected Western Europe (AD 1531, 1722, 1755 and 1969) (Fukao 1973) (Fig. 1). The 1755 Lisbon Earthquake (estimated $M_w > 8.5$) destroyed Lisbon (intensity X-XI MSK). The event was accompanied by one tsunami that devastated the SW Iberian and NW African coasts (Baptista et al. 1998, Baptista and Miranda 2009). None of the tsunami models satisfactorily accounts for the estimated magnitude of the earthquake and tsunami arrival times at the different localities onshore. The data obtained from 24 OBS (Ocean Bottom Seismographs) deployed during a year at the external part of the Gulf of Cadiz, showed that earthquakes in the Horseshoe Abyssal Plain are generated in the upper mantle at depths between 40 and 60 km (Stich et al. 2010, Geissler et al. 2010). Along the same line the Horseshoe Abyssal Thrust (HAT), has been identified on wide-angle seismic modeling as the source of deep earthquakes (Martínez-Loriente et al. 2014).

Dataset

Despite a well-documented history of large earthquakes, landslides and destructive tsunamis that makes this region one of the principal tsunamigenic areas in Europe, and despite significant research done in the area during the last years, the structures that are capable of generating such large events still remain largely unknown. The reasons behind this lack of knowledge are manifold: 1) the relatively poor accuracy on the location of moderate-magnitude earthquakes that continuously occur in the area complicates the task to assign the seismicity to individual faults; 2) the relatively great water depths (i.e. most of the structures of interest are located > 4000 m depth), which requires using sophisticated vehicles, (such as Autonomous Underwater Vehicles and Remote Operated Vehicles AUVs and ROVs) to image possible earthquake ruptures. 3) The few constraints on ages of the sedimentary sequences in faults and submarine landslides.

Fault investigations have focused in the past on the active structures located at the external part of the Gulf of Cadiz, which correspond to active NE-SW trending west-verging folds and thrusts of the Marques de Pombal Fault, Horseshoe Fault and Coral Patch Ridge Fault (Gràcia et al. 2003, Zitellini et al. 2004, Terrinha et al. 2009). In addition, long WNW-ESE dextral strike-slip faults referred as SWIM Lineation's have recently been identified (Zitellini et al. 2009, Terrinha et al. 2009, Bartolome et al. 2012) (Fig. 1).



Figure 2: AUV "Abyss" micro-bathymetry system was used to map fault escarpments at unprecedented resolution.

Therefore, the data presented in this abstract is focused on specific structures (Fig. 1). To the north, the Marques de Pombal Fault (MPF), a 50 km long west verging monocline thrust cutting through the Plio-Quaternary. This fault and associated landslide have been suggested as a potential source of the 1755 Lisbon earthquake. In the center, the Horseshoe Abyssal Thrust (HAT) is a 30° dipping thrust separating exhumed mantle which may sink below the oceanic crust (subduction initiation?) (Martínez-Loriente et al. 2014), and being this morphological feature the most plausible source of the 1755 Lisbon EQ. To the south, the deep segment of the Lineament South is a seismogenic, WNW-ESE trending 3 to 6 km wide dextral strike-slip fault (Bartolome et al. 2012). This segment has been further explored and deep (>4 km) mud volcanoes have been found, evidencing the rise of deep fluids and formation of gas hydrates along the fault

(Hensen et al. 2015).

Methods

Surveys on submarine active faults and landslides integrate the most advanced technologies in marine geosciences covering different scales of resolution, which is the key to study active processes. It includes a) acoustic mapping techniques and seismic imaging methods, which allow the geomorphic evidence of the structures and stratigraphic evidence of past seismic activity; and b) sediment sampling and analyses, which allow characterizing and dating specific horizons and earthquake-triggered mass transport deposits to obtain the recurrence interval of large magnitude events. However, up to now, seafloor processes remain poorly understood because of the lack of high-resolution imaging at great depths (>3000 m). Even the most advanced hull-mounted or deep-towed marine, geophysical instrumentation do not provide the same degree of observation detail and accuracy as the current techniques used onland. The acquisition of high-resolution data using state-of-the-art underwater vehicles, such as Autonomous Underwater Vehicles (AUV) operated/employed in the INSIGHT project (Fig. 2), is a way around this limitation.

Dataset used in this work includes:

A. Ship-based techniques on board the RV Sarmiento de Gamboa to characterize the seafloor:

1) Swath-bathymetry and acoustic backscatter allowing geomorphological studies to depict recent and active geological processes. It provides information on fault extension or areal coverage of mass transport deposits, and recent seafloor deformation, with an accuracy of 50 cm or 0.2% the water depth. Multibeam bathymetry-derived backscatter is important to understand lateral variability in sediment composition and provides additional clues on sedimentary processes.

2) Sub-bottom profiler (Atlas Parasound P35), allows identifying the shallow structure and sedimentary units in the first tens of meters below the seafloor with a resolution of a few decimeters. Recent and past sedimentary processes are inferred from acoustic facies. Parametric sub-bottom data is useful to quantify fault offsets, to characterize the tridimensional geometry of mass-failure deposits and to determine the presence of fluids.

3) Sediment coring (Gravity), providing a ground truth of the data imaged by acoustic methods, in this case, penetration is often limited to 3-5 m maximum. Sediment core analyses include grain size measurements, physical properties (magnetic susceptibility, GRAPE density, P-wave velocity, Lightness) and geochemical composition by using the non-destructive X-Ray Fluorescence (XRF).

B. Nonship-based techniques:

1) The AUV "Abyss": is an autonomous underwater vehicle of the REMUS 6000 type owned by the German research facility IFM-GEOMAR and one of the barter equipment offered by Germany in the OFEG (Ocean Facilities Exchange Group). It is designed to work up to 6000 m depth, using a multibeam echosounder with 200/400 kHz (microbathymetry and water column imaging) at an

average working speed of 2.5-4 knots.

2) The 2D multi-channel High-Resolution seismic reflection method image geological features and sedimentary basin infill by using an airgun array of 930 c.i. at 3.5 m depth, able to work down to 4000 m depth, providing 2 m resolution in 2 s TWTT profile section.

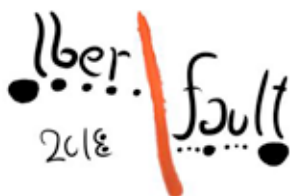
Results and Discussion

Seismic and tsunami hazards have been characterized up to now in the short period of instrumental and historical earthquake catalogs. During the last decade, an effort has been made to adapt the paleoseismological approach to slow active faults offshore, such as the ones from the Gulf of Cadiz and Alboran Sea (Gràcia et al. 2003). Data recently acquired in the framework of INSIGHT survey and project should be processed and analyzed during the next months, particularly seismic profiles. Despite that, and based on the preliminary images that we have collected, we have recorded the crucial data for obtaining parameters to assess the seismic and tsunami hazard in the future

Acknowledgments: We acknowledge financial support from MINECO through Project INSIGHT (CTM2015-70155-R).

Referencias bibliográficas

- Baptista, M. A., Heitor, S., Miranda, J., Miranda, P., & Mendes Victor, L. (1998). The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *J. Geodyn*, 25, 143–157.
- Baptista, M. A. & Miranda, J. M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 9, 25–42.
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., Mancilla, F. L., Lo Iacono, Cl., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini N. (2012). Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the southwest Iberian margin. *Geology*, 40, 495–498.
- Berndt, C. (2005). Focused fluid flow in passive continental margins. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.*, 363, 2855–2871.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano C & Udias A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247–261.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A. & Pro, C. (2004). Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure Appl. Geophys*, 161, 623–646.
- Fukao, Y. (1973). Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, 205–216.
- Geissler, W. H., Matias, L., Stich, D., Carrilho, F., Jokat, S., Monna, W., Iben Brahim, A., Mancilla, F., Gutscher, M.-A., Sallarès, V. & Zitellini, N. (2010). Focal mechanisms for sub-crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from a dense OBS deployment. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18309.
- Goldfinger, C., Nelson, C. H. & Johnson, J. E. (2003). Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 555–577.
- Gràcia E., Dañoibeitia J.J., Vergés J., and the PARSIFAL team (2003). Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31, 83–86.
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallàs, R., Garcia-Orellana, J., Lebreiro, S. & Goldfinger, C. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quat. Sci. Rev.*, 29, 1156–1172.
- Hensen, Ch., Scholz, F., Nuzzo, M., Valadares, V., Gràcia, E., Terrinha, P., Liebetrau, V., Kaul, N., Silva, S., Martínez-Loriente, S., Bartolome, R., Piñero, E., Magalhães, V. H., Schmidt, M., Weise, S., Cunha, M., Hilario, A., Perea, H., Rovelli, L., & Klas Lackschewitz (2015). Strike-slip faults mediate the rise of crustal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea. *Geology*, 43, 339–342.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolome, R., Dañoibeitia, J.J. & Zitellini, N. (2014). Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119.
- Martínez-Solares, J. M. & López-Arroyo, A. (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *J. Seismol.*, 8, 275–294.
- Pantosti, D. & Yeats, R. S. (1993). Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Ann. Geophys.*, 36 (3-4), 237–257.
- Papadopoulos, G. A., E. Gràcia, R. Urgeles, V. Sallarès, P.M. De Martini, D. Pantosti, M. González, A. C. Yalciner, J. Mascle, D. Sakellariou, A. Salamon, S. Tinti, V. Karastathis, A. Fokaefs, A. Camerlenghi, T. Novikova and A. Papageorgiou, (2014). Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Marine Geology*, 354, 81–109.
- Silver, E.A., Miriam, K., Andrew, F., Morris, J., McIntosh, K., Saffer, D., (2000). Fluid flow paths in the Middle America Trench and Costa Rica margin. *Geology*, 28, 679–682.
- Stich D., Mancilla F.L. and Morales J. (2005). Crust-mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13306.
- Stich, D., F. Mancilla, S. Pondrelli, & J. Morales (2007). Source analysis of the February 12th, 2007, Mw 6.0 Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12308.
- Stich, D., Martín, R. & Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483, 390–398.
- Terrinha P., Matias L., Vicente J., Duarte J., Luís J., Pinheiro L., Lourenço N., Díez S., Rosas F., Magalhães V., Valadares V., Zitellini N., Mendes Víctor L. & MATESPRO Team (2009). Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267, 156–174.
- Urgeles, R. & Camerlenghi, A. (2013). Submarine landslides of the Mediterranean Sea: Trigger mechanisms, dynamics, and frequency-magnitude distribution. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 2013JF002720.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., & BIGSETS TEAM (2004). Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure Appl. Geophys*, 161, 565–587.
- Zitellini N., Gràcia E., Matias L., Terrinha P., Abreu M.A., DeAltiis G., Henriot J.P., Dañoibeitia J.J., Masson D.G. & Mulder T. (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 280, 13–50.



ACTIVE TECTONICS OF THE OFFSHORE NORTH TUNISIAN CONTINENTAL MARGIN

Tectónica activa en el margen continental sumergido del norte de Túnez

M. Camafort (1), E. Gràcia (1) and C.R. Ranero (2)

(1) Institut de Ciències del Mar, CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49. 08003-Barcelona. camafort@icm.csic.es

(2) ICREA at Institut de Ciències del Mar, CSIC, Barcelona.

Abstract: Northern Tunisia has a complex and poorly studied tectonic evolution. Particularly, the offshore sector of the continental margin in northern Tunisia comprised between Sicily and Sardinia is a poorly explored area within the Mediterranean Sea and very few works and datasets have been published until now. In order to study the current tectonic activity of the area we use a large dataset from two geophysical cruises that collected a high-resolution bathymetric map covering ~15,600 km² and around 12,000 km of parametric sub-bottom profiles. We use the data for a geomorphological, seismostratigraphical and structural analysis. We find active faulting mainly affecting the north-easternmost sector of the studied region. Active faulting displays a transpressive regime with NE-SW oriented left-lateral strike slip faults that matches with the current NW-SE convergence between Nubia and Eurasia and differs from the pattern observed at the neighbour areas of northern Algeria and northern Sicily.

Palabras clave: Margen continental sumergido del norte de Túnez, Mediterráneo central, tectónica activa, geomorfología.

Key words: Offshore north Tunisia continental margin, central Mediterranean, active tectonics, geomorphology.

Introduction

Northern Tunisia has a complex and poorly studied tectonic evolution. Its evolution is linked to the accommodation of the shortening related to the northward subduction of the Nubian plate under Eurasia since the Palaeogene and, therefore, shares common features with the mountain belts that surround the western Mediterranean Sea. Nevertheless, recent full-wave inversion mantle tomography shows that the subducted Thethyan mantle lithosphere is segmented in different slabs lying under the Betics and Rif, the Algerian Tell, Tunisia, and Calabria (Fichtner and Villaseñor, 2015). These findings suggest a complex and independent tectonic evolution along the plate boundary with particular tectonic features for each belt. Our study area in the northern Tunisian plateau is part of the north Africa collisional fold-thrust belt system and represents the offshore link between the Maghrebian and the Sicilian-Apenninic chains. It shows NE-SW trending structures made up of a stack of SE-verging thrust sheets which likely are an extension of the structures observed in onshore northern Algeria and Tunisia. Our study area is covered by the Kabylides units (outcropping in northern Algeria and composed by a Hercynian basement intruded by late Hercynian granitoids), the Tellian domain nappes (outcropping in northern Algeria and north-western Tunisia and mainly composed of Late Oligocene to Early Miocene turbidites) and the Tunisian Atlas units (outcropping in northern Tunisia with rocks deriving from the northern Maghreb palaeomargin predominantly consisting of folded calcareo-argillaceous sedimentary series of Mesozoic to Eocene age) (Genesseeux and Stanley, 1983; Tricart et al., 1994). Above these units, a thin Plio-Quaternary

sedimentary succession overlay, filling up ancient depressions and partly covering structural highs. Nowadays Northern Tunisia is characterized by an anomalous sparse and scarce instrumental seismicity that contrasts with the neighbour areas along the margin. While Northern Algeria and Northern Sicily display a narrow seismic belt (e.g. Serpelloni et al., 2007), here a diffuse deformation pattern is observed with lower magnitude and less frequent events. Recent seismicity displays a wide deformation zone accommodating a slow NW-SE convergence rate of ~0.5 cm/yr (e.g. McClusky et al., 2003) with magnitudes ranging from Mw 2 to 5.5. However, historical records describing the destruction of Roman and Arabic settlements support stronger seismic events (e.g. Ambraseys, 1962). The lack of recent large events considering the historical ones occurred, suggest long recurrence intervals of strong events evidencing a seismic hazard for the region.

Particularly, the offshore sector of the continental margin in northern Tunisia comprised between Sicily and Sardinia is a poorly explored area within the Mediterranean Sea and very few works and datasets have been published until now. The main goal of this work is to characterize the current tectonic activity of the offshore north Tunisian continental margin in order to better know the current geodynamic context underwent in this sector of the plate boundary between Nubia and Eurasia. To study the current tectonic activity of this margin, we used a large dataset from two geophysical cruises (Geomargen-2 and Geomargen-2AA cruises). This dataset comprises a high-resolution bathymetric mosaic of 15,600 km² (Figure 1), 8,445 km of parametric echo-sounder profiles and 3,500 km of TOPAS profiles covering an area between 9°3.6'E and 11°16.6'E longitude and 37°14.7'N and 38°41.2'N latitude.

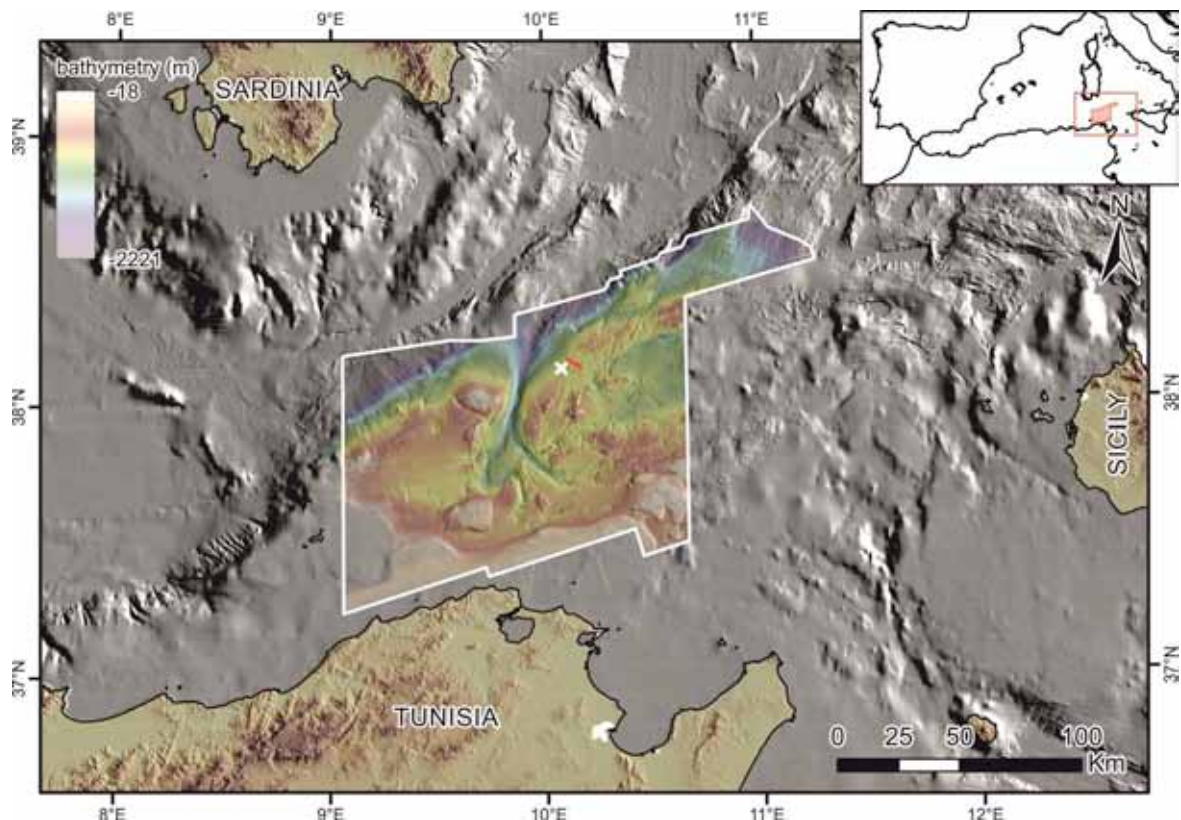


Figura 1. Situación de la zona de estudio (polígono blanco) en el sistema de plataforma externa y talúd del margen continental del norte de Túnez (Mediterráneo central). En una X blanca se muestra la posición del testimonio de sedimento LC07 y en una línea roja la posición del perfil de TOPAS de la Figura 2.

Figure 1. Location of the study area (white polygon) in the outer shelf-slope system of the northern Tunisian Continental Margin (Central Mediterranean). In a white X it is shown the location of the giant piston core LC07 and the red line outlines the track of the TOPAS profile of the Figure 2.

With the aim to study the active tectonics in the area we carried out a multidisciplinary work based in; a) a geomorphologic and morpho-structural analysis in order to study sedimentary, erosive and, finally, tectonic features shaping the surface, b) a seismostratigraphic work to study the Quaternary tectono-sedimentary evolution of the region and c) a structural analysis of the faults identified within the area in order to map and analyse its kinematics.

Geomorphologic Analysis

The geomorphologic and morpho-structural analysis reveals numerous contourite deposits and associated erosive moats throughout the area. These features note strong hydrodynamics and sedimentary transport processes. Moreover, several Mass Transport Deposits (MTD) and slide scars are recognized and are mainly distributed along the Bizerte canyon walls and across the northern continental slope (i.e. they are associated to high-gradient slopes). Nevertheless, intra-continental plateau slides occur and we relate them to earthquakes caused by the slip on faults below or around them. Most of the structural highs of the region display abrasion platforms on the top suggesting a deep control in shaping the highs summits by glacio-eustatic sea level oscillations. These structural highs display irregular and straight morphologies inherited of the anticline folds forming the fold-thrust belt located below the Tunisian plateau. Finally, through the analysis of TOPAS profiles we can relate surface lineaments to faults (by identifying cut strata and grown strata below them) that form a main NE-SW regional trend. The

occurrence of highest density of pockmarks along these NE-SW tectonic lineaments in the north-eastern sector suggests a tectonic control in fluid circulation, probably related to deep structures.

Seismostratigraphic Analysis

The seismostratigraphic analysis was carried out using the data from the giant piston core LC07 (Dinarès-Turell et al., 2003) (Figure 1) to date and define six seismic horizons and units in our TOPAS profiles. The units ages from top to bottom are: U1 (0-249 ka), U2 (249-471 ka), U3 (471-695 ka), U4 (695-1116 ka), U5 (1116-1444 ka) and U6 (1444-1725 ka) (Figure 2). After defining these units, we computed isochore and sediment accumulation rate maps that together with the analysis of the TOPAS profiles helped to understand the recent tectono-sedimentary evolution of the region. With these units defined, we were able to analyse the evolution of the last 1724 ky (early Calabrian) due to the very low sedimentation rate estimated from the LC07 piston core. The results of this study show that the greater sediment thickness locations in the isochore and SAR maps are mainly related to recent tectonic features. Most of them have been caused by faults or MTD resulting from the slip of faults. Moreover, a change in the sedimentation pattern is observed after the deposition of the Unit 3. Pinch-out geometries and onlap terminations in sediment layers affected by faults from almost the base of the Unit 2 (249-471 ka), together with a large occurrence of fault-related MTDs during the same Unit 2, display a sudden slip of faults in the region at this time. These phenomena are observed at the north-eastern area of the region

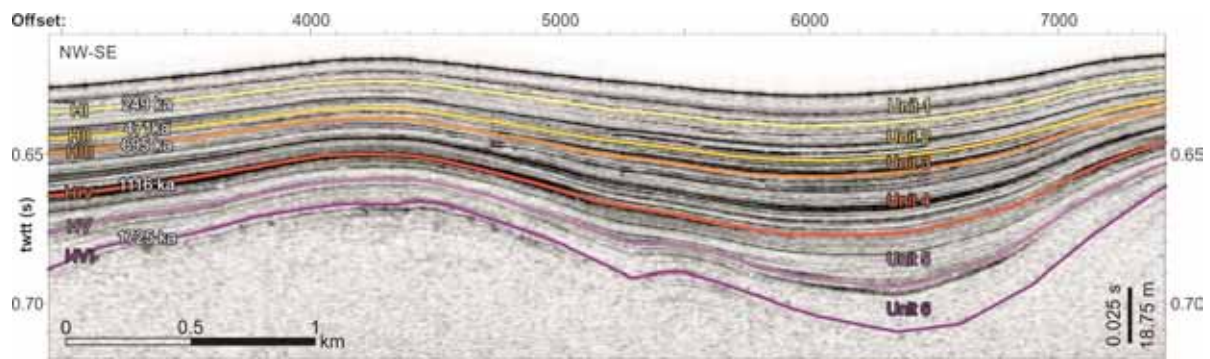


Figura 2. Perfil TOPAS de ejemplo de la zona de estudio. Los horizontes, unidades y edades se muestran en la figura. La situación del perfil se muestra en la Figura 1.

Figure 2. Example of a TOPAS profile within the study zone. Horizons, units and ages are displayed. Location of the TOPAS profile is outlined in Figure 1.

and we assume that they are related to an uplift of this area since the mid middle Pleistocene (since nearly 471 ky).

Structural Analysis

The structural analysis is focused in identifying the shallow active structures in the area and determining their faulting style and kinematics. We mapped the tectonic structures (faults and folds) depending on their activity (supposed, probable, Quaternary and active faults) and determined their kinematics through the analysis of the bathymetric mosaic and TOPAS profiles. We notice that active and Quaternary faults are mainly distributed within the north-easternmost sector of the study region. The main trend of faults at this sector is N25°-N30° with fault-associated folds following the same trend. Sinistral negative flower structures and en-echelon geometries are recognized and prevail within the area, displaying a main sinistral strike-slip fault component. Normal and Reverse faults are also recognized with NNE-SSW and ENE-WSW trends respectively and maximum mapped fault lengths are about 13-15 km. All of these observations match with a transpressive regime with a predominant left-lateral strike slip faulting. Moreover, this north-eastern area matches with the uplifting region observed through the seismostratigraphic analysis.

Discussion and Conclusions

All these analysis reveal a morphological complex offshore continental platform with several active structures in a NE-SW main trend. This recent faulting show a transpressive regime with mainly left-lateral strike-slip faults that match with the regional N30°W convergence between Nubia and Eurasia. This faulting in the region differs from the faulting observed in northern Sicily and Algeria (where thrust focal mechanisms prevail). Our results reveal that at least part of the convergence shortening is currently being accommodated within the north-eastern sector of the study region. Moreover, we observe a tectonic change (~471 ky) with similar but different ages that the recent tectonic changes observed in northern Algeria (0.9-0.6 Ma) (e.g. Kherroubi et al., 2009) or the ones assumed by others (e.g. Goes et al., 2004) in northern Sicily (0.8-0.5 Ma). These differences in time, together with the sparse and scarce instrumental seismicity observed, suggest different evolutionary stages of this sector of the Nubia-Eurasia convergent boundary. We propose that these

different evolutionary stages are probably influenced by lithospheric thickness. While northern Sicily is similar to Algeria in that they have a well-defined seismicity band that occurs near the boundary between continental and proto-oceanic crust of the Tyrrhenian and Algero-balearic seas, Tunisia in contrast has an extended continental platform connecting with the continental crust of Sardinia. This configuration would promote the formation of a broader more diffuse deformation zone in Tunisia.

Acknowledgements

This research project was funded by Repsol Exploración S.A.

References

- Ambraseys, N. (1962). The seismicity of Tunis. *Annals of Geophysics*, 15, 233-244.
- Dinarès-Turell, J., Hoogakker, B.A.A., Roberts, A.P., Rohling, E.J. & Sagnotti, L. (2003). Quaternary climatic control of biogenic magnetite production and eolian dust input in cores from the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195-209.
- Fichtner, A. & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean - Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 52-62.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H. G. & Geiger, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 335-345.
- Kherroubi, A., Deverchere, J., Yelles, A., Mercier de Lepinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, V. & Graindorge, D. (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261(1-4), 17-32.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155 (1), 126-138.
- Serpelloni, E., Vannucci, S., Pondrelli, S., Argani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180-1200.
- Genesseeaux, M.G. & Stanley, D.J. (1983). Neogene to Recent Displacement and Contact of Sardinian and Tunisian Margins, Central Mediterranean. *Smithsonian contributions to the marine sciences*, 23.
- Tricart, P., Torelli, L., Argani, A., Rekhiss, F. and Zitellini, N. (1994). Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 317-329.



UNVEILING THE LARGEST STRIKE-SLIP FAULT SYSTEMS IN THE ALBORAN BASIN WITH UNPRECEDENTED RESOLUTION

Desvelando las principales fallas de desgarre de la Cuenca de Alboran con sistemas de muy alta resolución

E. Gràcia (1), R. Bartolome (1), H. Perea (2), S. Martínez-Loriente (3), L. Gómez de la Peña (1,4), M. Camafort (1), C. Lo Iacono (5), C. S. Serra (1), W. N. Meservy (1), E. Masana (6), I. Grevermeyer (4), C. R. Ranero (1,7)

- (1) B-COI, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona (egracia@icm.csic.es)
 (2) Scripps Institution of Oceanography - University of California San Diego, La Jolla 92093, United States
 (3) Irish Centre for Research in Applied Geosciences (ICRAG), UCD School of Earth Sciences, Ireland
 (4) GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Germany
 (5) National Oceanography Centre, European Way, SO14 3ZH Southampton, United Kingdom
 (6) RISKINAT, Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona
 (7) ICREA, Pg. de Lluís Companys 23, 08010 Barcelona

Abstract: Here we present an overview of the three largest continental strike-slip fault systems in the Alboran Basin: Carboneras, Yusuf and Al-Idrissi. Our dataset results from an integration of different types of acoustic and seismic data acquired during five marine cruise during the past 10 years. A multiscale approach utilizing newly acquired AUV near-bottom bathymetry (1-m resolution), shipboard bathymetry, high-resolution seismics (Sparker) and deep penetration multichannel seismics (MCS) data is used. According to fault trend, geometry and time of activity, fault systems are divided in different segments. These large fault systems are able to generate $M_w > 6.0$ to 7.4 earthquakes, which may represent a significant seismic hazard to the neighbouring areas

Key words: strike-slip faulting, continental fault system, seismicity, micro-bathymetry, Alboran Sea

Introduction

Present-day crustal deformation of the southeastern Iberian margin is mainly driven by the NW-SE convergence (4.5-5.6 mm/yr) between the African and Eurasian plates (e.g. DeMets et al., 2010) (Fig. 1). This convergence is accommodated over a wide deformation zone (Echeverría et al., 2013), with significant seismic activity south of the Iberian Peninsula (e.g. Bufo et al., 2004; Stich et al., 2006, 2010).

Located at the westernmost Mediterranean, the Alboran Sea is bounded by the Betic and Rif

Cordilleras forming the Gibraltar Arc. The Alboran Basin was formed during the Miocene extensional process, probably related to westward roll-back of the Tethyan slab in a context of Africa-Iberia convergence (e.g. Booth-Rea et al., 2007, Martínez-García et al., 2013, 2017; Gràcia et al., 2006, 2012). Successive extensional and compressional phases from the middle to late Miocene gave way to the present-day configuration with the development of large strike-slip and reverse fault systems (FS) (e.g. Morel and Meghraoui, 1996).

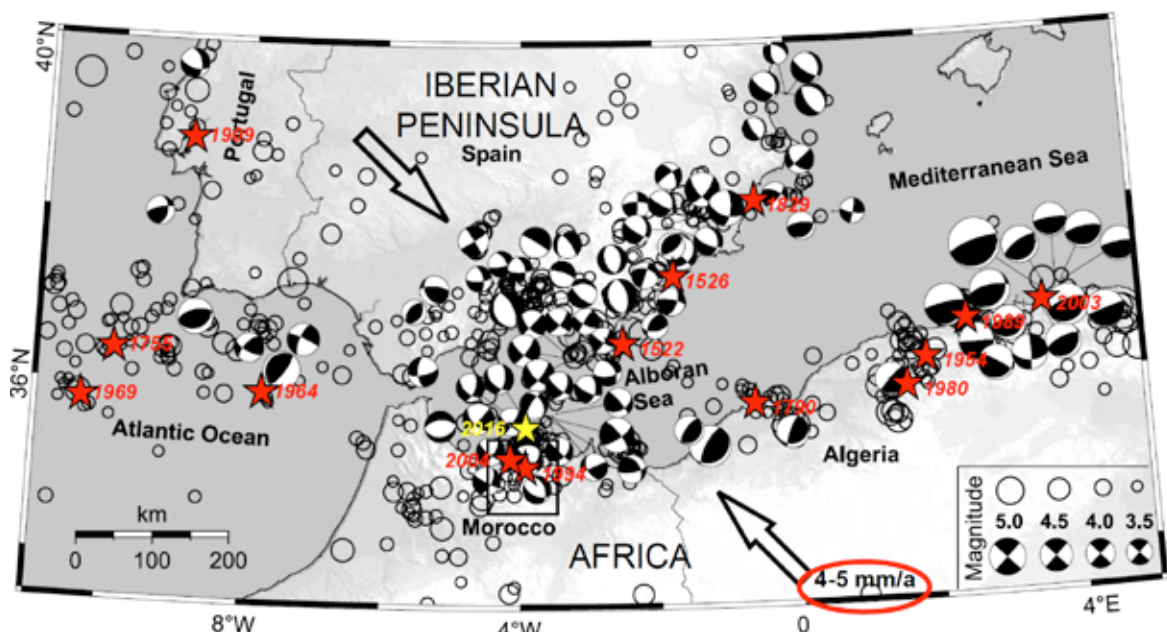


Figure 1: Reverse and strike-slip focal mechanisms predominate in the south Iberian Margin (modified from Stich et al., 2003a). Large historical and instrumental earthquakes are depicted by a red star and year. Yellow star indicates the $M_w 6.4$ event of 25th January 2016 in the Alboran Sea.

In the Alboran Sea, instrumental seismicity is characterized by shallow seismic events of low to moderate magnitude ($M_w < 5.5$) (Bufo et al., 2004; Stich et al., 2006, 2010). Nevertheless, large destructive earthquakes (MSK Intensity IX-X) some of them with submarine epicentres, have occurred in the Alboran region, as revealed by historical and instrumental records (Stich et al., 2003, Tahayt et al., 2004, Grevemeyer et al., 2015) (Fig. 1).

Dataset

Fault exploration of active regions offshore integrates the most advanced technologies covering different scales of resolution. Swath-bathymetry allows us to identify the geomorphological evidence of active faults, such as seafloor ruptures, fault scarps and fault traces (e.g. Gràcia et al., 2006). Seismic imaging methods, especially high-resolution, enable us to detect the stratigraphic evidence of past seismic activity, such as upward decreasingly

displaced seismic horizons, folded and faulted reflectors, zones of shearing and discontinuities.

The present work results from an integration of different acoustic and seismic data acquired during the IMPULS (2006), EVENT-DEEP (2010), TOPOMED-GASSIS (2011), SHAKE (2015) and IDRISI (2016) cruises on board the RV Hespérides and RV Sarmiento de Gamboa (Fig. 2). The bathymetric data used for this work corresponds to a multibeam compilation including data from different echosounders: AUVs (Autonomous Underwater Vehicles) near-bottom bathymetry (1-m resolution), and shipboard Simrad EM300, Simrad EM12S, SeaBeam 1050D and Atlas Hydrosweep DS (Fig. 2). Digital terrain models at 70 m, and locally, 20 m grid size were obtained. Regarding the AUV systems, AsterX and IdefX devices (Fig. 3) are autonomous underwater vehicles (AUV) dedicated to the scientific

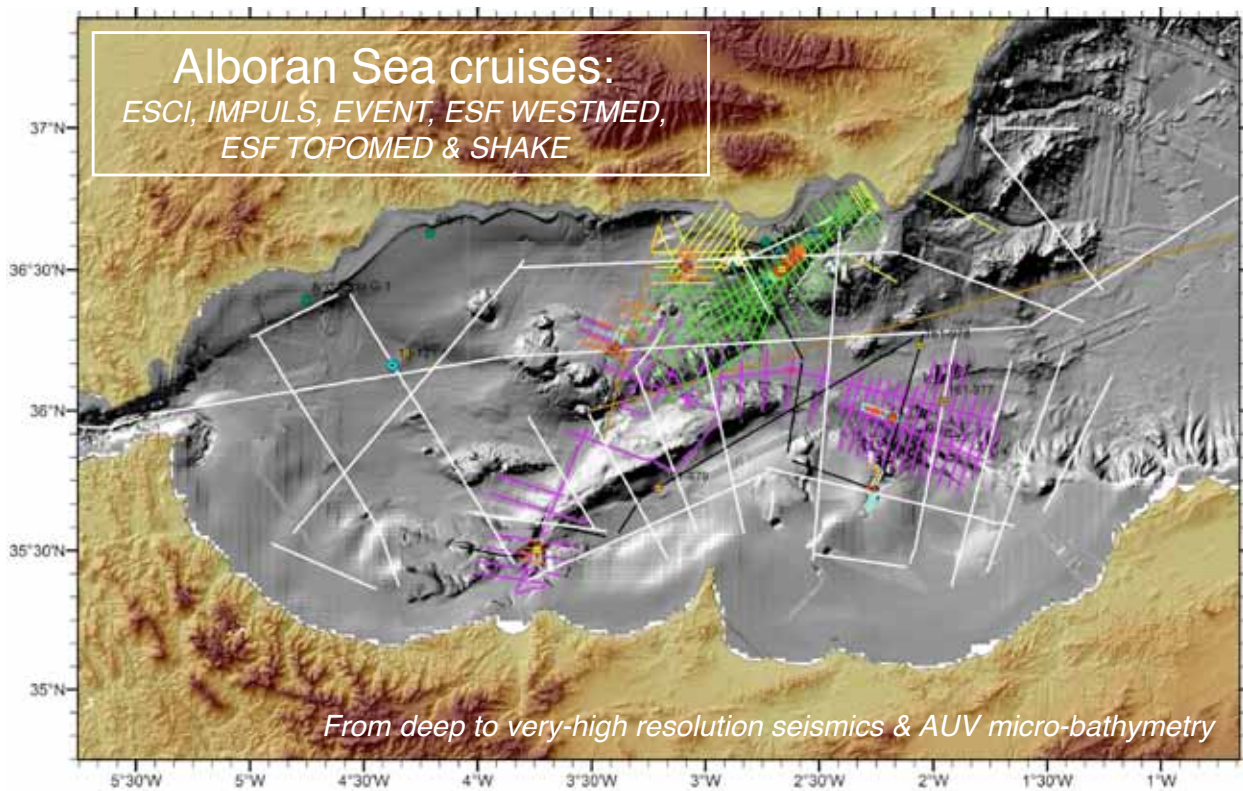


Figure 2: Compilation of geological and geophysical dataset acquired in the Alboran Basin by the ICM-CSIC (Barcelona-CSI team). Brown: ESCI, yellow: EVENT-SHELF, Green: IMPULS, Purple: EVENT-DEEP Leg1, Black: EVENT-DEEP Leg2; White: TOPOMED. Alboran Sea with the location of high-resolution to deep penetration seismic cruises. DSDP, ODP and commercial wells are also located. In light blue: Location of AUV boxes.

recognition on continental shelves and margins up to 2850 m deep. Their missions are devoted to study the seabed or the water column with multiple scientific objectives through various payloads: two EM2040 Kongsberg multibeam echosounder, Echors 10000 Ixsea sediment sounder, CTD Seabird SBE49, ADCP, and magnetometer). During the SHAKE cruise (2015) we mapped using these vehicles different portions of the largest strike-slip faults: Carboneras FS, Yusuf FS and Al-Idrissi FS.



Figure 3: The AUVs AsterX and IdefX (IFREMER, France) on board the RV "Sarmiento de Gamboa" during a transit in the Alboran Sea.

The seismic data used is also multi-scale and includes the following systems: a) High-resolution sub-bottom profiler (parametric echosounder): TOPAS PS18 and Atlas Parasound P.35; b) Sparker GEO-SPARK SCS: source of 4 to 6 kJ and 9 m long, 24-hydrophone single-channel streamer; c) High resolution MCS: source of 290 c.i. and 300 m long "GeoEel" Geometrics digital streamer with 48 channels (6.25 m channel interval); d) High to medium resolution MCS: 800 c.i. airgun source and 600 m long Sercel SEAL streamer with 96 channels (6.25 m channel interval); and e) Deep penetration MCS: 3060 ci air-gun source and 5100 m-long Sentinel Sercel streamer with 408 active sections (12.5 m channel interval) (Fig. 2).

Results and Discussion

In the Alboran Basin Quaternary faulting activity is dominated by a large left-lateral strike-slip system referred to as the Eastern Betic Shear Zone (e.g. Bousquet, 1979). This active fault system runs along more than 450 km and its southern termination, the Carboneras Fault, extends further into the Eastern Alboran Sea (Gràcia et al., 2006), including the Yusuf and Al-Idrissi fault systems. We now present each of the three systems:

The Carboneras FS is a NE–SW-trending upwarped zone of deformation defined by en echelon and parallel or sub-parallel fault traces, with a length of 90

km long and a width of 0.5 to 2 km. Two main segments are defined at sea: the northern is 48.5 km long, trends N047° and continues for 50 km onland in the same orientation; and the southern is 39 km long, trends N059 except the southernmost part that trends N050°. Based on left-laterally offset gullies, a strike-slip rate of 1.3 mm/a was obtained for the Quaternary sequence, in agreement with the rates obtained in trenches onshore and geodetic values (Echeverría et al., 2013). Assuming a surface rupture length of 70 km along the ~ N047 segment (offshore and onshore) and using empirical relationships, we found that Carboneras Fault is a potential source of large ($M_w \sim 7.2$) events (Gràcia et al., 2006; Moreno et al., 2016).

The 250 km long WNW-ESE trending dextral strike-slip Yusuf FS is the largest structure of the basin (Fig. 4). It is composed by two segments, each of them longer than 100 km, which meet at the Yusuf pull-apart basin. On the high-resolution MCS data, we observe active faulting within the pull-apart basin. On the deep MCS profiles, we find out that the Yusuf Fault represents a major lithospheric boundary between the continental crust of the Moroccan and Algerian Margin, and the magmatic arc crust of the Eastern Alboran Sea. On the basis of empirical relationships, the Yusuf FS has the potential to generate M_w 7.4 earthquakes.

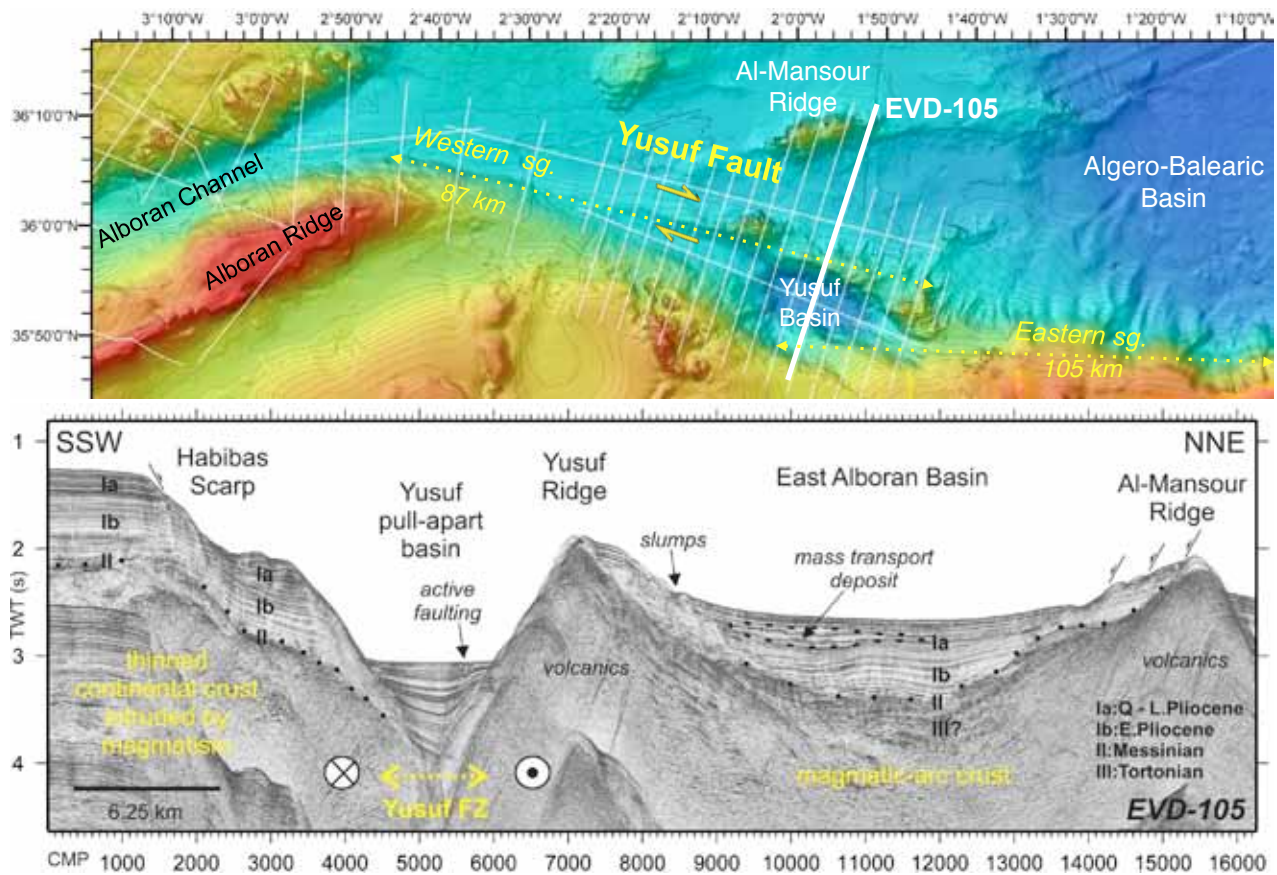


Figure 4: Above: Bathymetric map of the Yusuf FS and seismic profiles. Fault segments are pull apart basin are depicted. Below: Seismic profile EVD-105 showing that the Yusuf FS is a lithospheric fault separating two different tectonic domains.

The Al-Idrissi FS is a Late Pliocene to Quaternary structure, 1 to 4.8 km wide, 160 km long and NNE–SSW trending left-lateral composed by three main segments: north, central and south. On the MCS

profiles, the north Al-Idrissi segment corresponds to a narrow, sub-vertical fault affecting all units and sharply cutting the western flank of the Alboran Ridge. Related nearby structures, such as the NS

faults (Almeria margin) and the Bokkoya and Trougout faults (Moroccan margin) (Lafosse et al., 2017) are also part of this system. Large magnitude earthquakes have nucleated along this fault: the 1994 and 2004 Al-Hoceima earthquakes, and the recent 2016 Al-Idrissi earthquake (M_w 6.4).

In summary, we show that an integrated, multi-scale approach, from very high-resolution to deep penetration systems, helps to identify, characterize and build realistic marine fault source models. The large strike-slip fault systems in the Alboran Sea are able to generate $M_w > 6.0$ to 7.4 earthquakes (i.e. following empirical relationships, such as Wells & Coppersmith (1994)), which represent a significant seismic and tsunami hazard to the coasts of Spain and North Africa, and therefore should be considered in any hazard re-evaluation.

Acknowledgements: We acknowledge financial support from MINECO through Projects EVENT (CGL2006-12861-C02-02), SHAKE (CGL2011-30005-C02-02), ESF "TopoEurope" TOPOMED (CGL2008-03474-E/BTE), INSIGHT (CTM2015-70155-R).

References

- Booth-Rea, G., Ranero, C.R. & Martínez, J.M. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean, G-cubed, 8, 1-25.
- Bousquet, J.C. (1979) Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. & Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African Plate boundary and their Tectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 623-646.
- DeMets, C., Gordon, R.G. & Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, A., Gárate, J., Dávila, J.M. & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W. & Watts, A.B. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *J. Geophys. Res.* 120, 8348-8365.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M. & Dañobeitia, J.J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241 (3-4), 734-749.
- Gràcia, E., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Diez, S., Masana, E., Dañobeitia, J.J., Tello, O., Sanz, J.L., Carreño, E., & EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3255-3267.
- Lafosse, M. et al. (2017). Evidence of Quaternary transtensional tectonics in the Nekor Basin (NE Morocco). *Basin Research*, 29, 470-489.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Watts, A.B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: The Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, 25, 1-27.
- Martínez-García, P., Comas, L., Lonergan, L. & Watts, A.B. (2017). From extension to shortening: Tectonic inversion distributed in time and space in Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonics*, 36, 2777-2805.
- Morel, J.L. & Meghraoui, M. (1996). Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24(8), 755-758.
- Moreno, X., Gràcia, E., Bartolomé, R., et al. (2016). Seismostratigraphy and tectonic architecture of the Carboneras Fault offshore based on multiscale seismic imaging: Implications for the Neogene evolution of the NE Alboran Sea. *Tectonophysics*, 689, 115-132.
- Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.*, 198, 2148-2168.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.
- Stich, D., Martín, R. & Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.
- Tahayt, A. Et al. The Al Hoceima earthquake of 24 February 2009, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. *Rem Sens Env.*, 113, 306-316.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.



EVALUACIÓN DE LA ESTRUCTURA TECTÓNICA DE LA ZONA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR A PARTIR DE IMÁGENES SÍSMICAS

Appraisal of the Tectonic Structure of the Gulf of Cadiz and the Guadalquivir Basin from Seismic Images

C. R. Ranero (1,2) y A. Calahorrano Betancourt (2).

(1) Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Marítimo de la Barceloneta, 37-49. E-08003 Barcelona.

(2) ICREA, Passeig Lluís Companys 23, E-08010 Barcelona. cranero@cmima.csic.es

Resumen: Este trabajo se encuadra en un proyecto que tiene por objetivo estudiar la estructura tectónica del Golfo de Cádiz y la Cuenca de Guadalquivir. En concreto, este primer análisis se centra en fallas de la región NE del Golfo de Cádiz y Cuenca de Guadalquivir de carácter regional con el fin de actualizar el mapa tectónico de esta zona. Para ello, se han recopilado estudios de la estructura y la actividad tectónica de la región y se han seleccionado mapas tectónicos con estructuras de decenas a centenares de kilómetros de continuidad lateral. Estos mapas han sido geolocalizados y las fallas digitalizadas para evaluarlas utilizando datos sísmicos y batimétricos. Nuestro análisis indica que existen fallas publicadas que no muestran evidencias de deformación en las imágenes sísmicas del subsuelo y que son susceptibles de ser descartadas en un mapa actualizado. Asimismo, se ha verificado que diversas fallas publicadas aparecen como importantes estructuras del subsuelo pero que son inactivas desde hace ~7 Ma. Las estructuras activas observadas corresponden a fallas normales comparativamente menores, posiblemente relacionadas con diapirismo.

Palabras clave: Golfo de Cádiz, Cuenca de Guadalquivir, mapa tectónico, verificación de fallas.

Abstract: This work focus on verifying of the presence in depth of tectonic structures published in scientific articles in the area of the Gulf of Cadiz and the Guadalquivir Basin in order to obtain an update tectonic map of this zone. To do this, we first made a compilation of seismic and bathymetric data from public and private databases. Then, we made a compilation of scientific articles related with the tectonics of the region and selected the most representative tectonic maps. We geolocated these maps and digitized the different tectonic structures. Finally, these faults were verified in depth by using the seismic lines from our database. The first results do not validate numerous faults, especially on land, and indicate that the tectonic faults described and validated have not been active since ~ 7 Ma. Active tectonics in this area occurs on minor faults probably related to diapirism.

Key words: Gulf of Cadiz, Guadalquivir Basin, tectonic map, fault verification.

Introducción

Los procesos tectónicos de la región del Golfo de Cádiz en mar y de la zona del Bajo Guadalquivir en tierra han sido objeto de estudio por numerosos proyectos en las últimas décadas. El propósito de los estudios ha sido determinar la geometría y cinemática de las fallas y la edad de la actividad tectónica de las fallas (e.g. Gràcia et al., 2003; Terrinha et al., 2009; Medialdea et al., 2009; Martínez-Loriente et al., 2013, 2014). En algunos casos, los parámetros de las fallas han sido utilizados con objeto de analizar el potencial sismogénico para fallas interpretadas como actualmente activas.

El presente estudio se encuadra en un proyecto de investigación y re-evaluación de la tectónica toda la región, para lo que se está haciendo una recopilación de las estructuras tectónicas publicadas en esta zona con objeto de evaluarlas utilizando datos geofísicos, principalmente sísmicos y batimétricos, con el fin de obtener un mapa tectónico actualizado que permita tener una mejor comprensión de la estructura y la actividad tectónica en esta región.

La recopilación de los mapas de fallas presentados en los diferentes estudios y su presentación en un solo mapa muestra que, al compararse las estructuras, se demuestra que algunos de los mapas proponen geometrías de fallas y modelos cinemáticos incompatibles entre sí, algo que no ha

sido discutido en publicaciones anteriores. Esto resulta sorprendente ya que estas estructuras no son locales, extendiéndose por pocos kilómetros, sino que se proponen estructuras que son continuas por cientos de km de extensión lateral que necesariamente -dada su extensión lateral- deberían de tener asociados claros marcadores cinemáticos en las estructuras del subsuelo. Por lo tanto, la discrepancia en los diferentes mapas no puede ser atribuida a limitaciones en la cobertura de datos de los diferentes estudios, sino que parece indicar diferencias fundamentales en la interpretación de la estructura geológica de la región.

Para avanzar en la determinación de la estructura de la región hay que estudiar la estructura del subsuelo con datos sísmicos de suficiente calidad y con una malla de líneas que cubra la región de manera lo mas homogénea posible. Además, hay que integrar la información de sondeos y analizar datos del relieve de la superficie, tanto submarina -donde estén disponibles- como terrestre, para detectar estructuras que definan fallas tectónicas. Para llevar a cabo esta tarea es necesario primero hacer una evaluación rigurosa de las estructuras tectónicas propuestas en trabajos científicos anteriores publicados sobre la región del Golfo de Cádiz y Cuenca del Guadalquivir, ya que se formaron por procesos relacionados durante la orogenia Bética. Como parte del trabajo de evaluación se necesita recopilar no solo la literatura correspondiente, sino

también una base de datos de sísmica con imágenes del subsuelo y otros datos complementarios como datos del relieve submarino que permitan evaluar

con la mínima ambigüedad posible las estructuras descritas en trabajos anteriores.

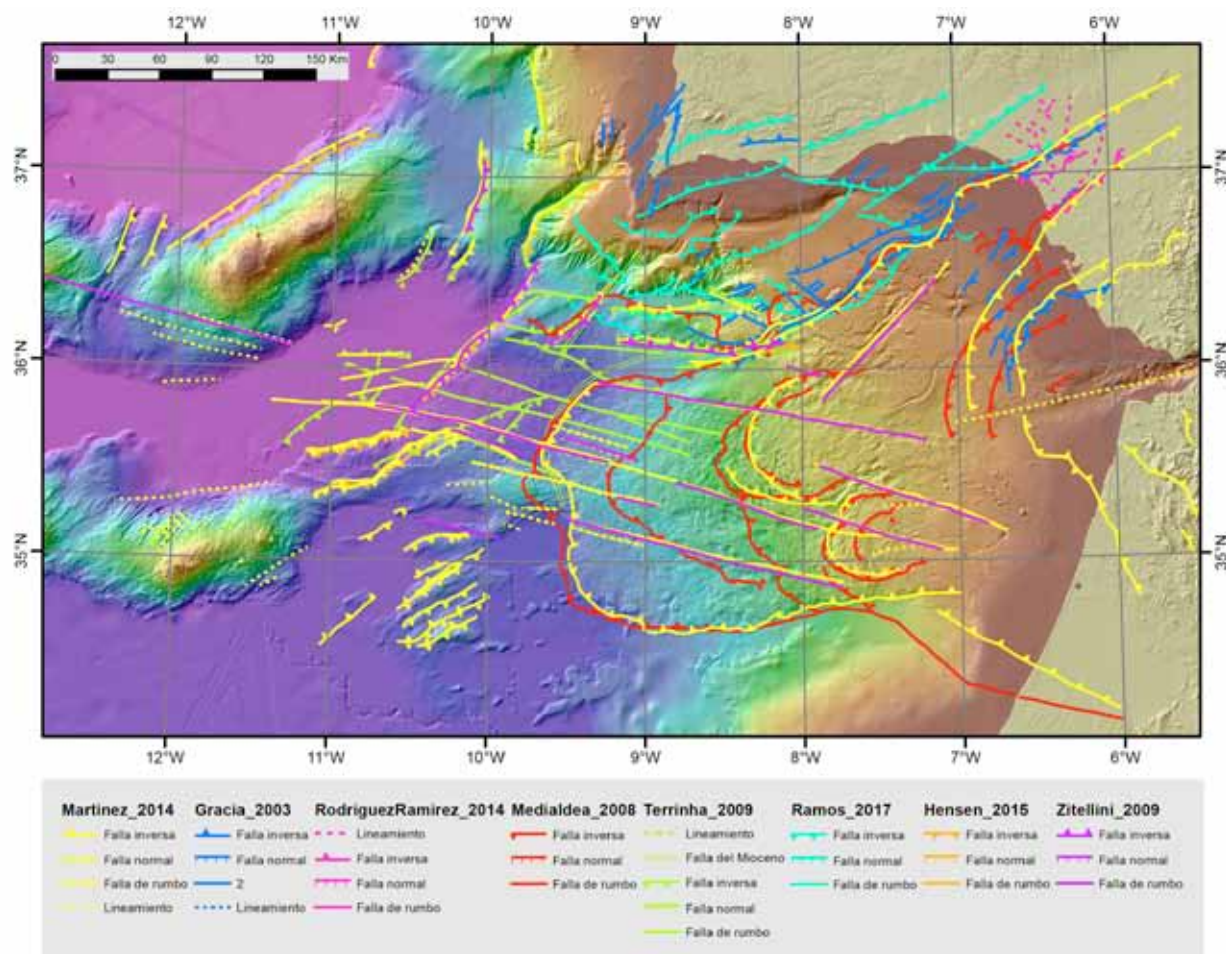


Figura 1: Mapa batimétrico de la zona del Golfo de Cádiz y topografía del sur de la Península Ibérica y el noroeste de Marruecos. Las líneas de colores corresponden a fallas geológicas publicadas en artículos científicos seleccionados. Los mapas fueron georreferenciados y las fallas digitalizadas. La autoría de las fallas está distinguida por colores (ver Leyenda).

Figure 1: Bathymetric map of the Gulf of Cadiz area and topography of the south of the Iberian Peninsula and northern of Morocco. The coloured lines correspond to geological faults published in selected scientific articles. The maps were georeferenced and the faults digitized. The reference to the faults is distinguished by colours (see Legend).

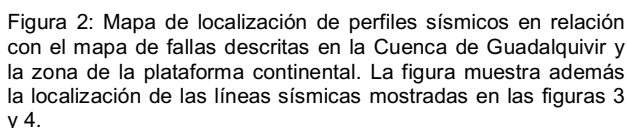
Integración de estudios previos

Para comparar y evaluar los diversos estudios sobre la tectónica y fallas de la zona se ha realizado una recopilación bibliográfica y un estudio de los trabajos publicados durante los últimos ~20 años sobre la tectónica de la zona del Golfo de Cádiz, tanto en mar como en el área de la cuenca de Guadalquivir en tierra. Solo se han utilizado estudios que sean de ámbito regional y propongan estructuras de cierta magnitud de manera que su potencial actividad sísmica pueda suponer un peligro sismogénico a escala también regional. Además, después de su estudio se ha realizado una selección de las publicaciones que presentan mapas estructurales de las principales fallas tectónicas en la zona de estudio. Los mapas de fallas han sido georreferenciados y las fallas digitalizadas e integradas en un proyecto de Sistema de Información Geográfica (GIS, Geographical Information System en inglés) para su integración y la comparación de las diferentes interpretaciones de los diversos estudios y su posterior evaluación utilizando la base de datos sísmica que se está recopilando (Figura 1).

Recopilación sísmica

Para crear una nueva base de datos sísmica para la evaluación de las publicaciones previamente mencionadas y generar un nuevo mapa de fallas de la zona, se han recopilado bases de datos tanto públicas como privadas. En el caso de los datos públicos, se ha consultado principalmente la base de datos de sísmica de reflexión marina disponible en las bases de datos del MINECO y del IGME en la zona del Golfo de Cádiz. Esta labor es lenta y laboriosa ya que las bases de datos públicas ofrecen información a priori muy limitada de la disponibilidad y calidad de los datos.

En general, la cantidad de datos que se muestran en los mapas de posicionamiento de las webs del MINECO y del IGME es mayor que la que finalmente está disponible como sección sísmica. Una parte de las líneas mostradas en los mapas de posicionamiento no tienen datos disponibles o la información es parcial (segmentos de líneas). La información sísmica y de subsuelo obtenida de las bases de datos públicas (IGME, MINECO) ha sido completada con información cedida por compañías



Todas las líneas, en formato SEG Y, se han integrado en un proyecto del software de interpretación sísmica *Kingdom Suite*. En este proyecto también se han incluido mapas de batimetría de alta resolución que el Barcelona-CSI ha ido integrado durante los últimos años. Finalmente, los mapas de fallas de publicaciones previas ya geo-referenciadas han sido también importadas en el proyecto *Kingdom Suite* para cotejarlos con datos sísmicos y batimétricos.

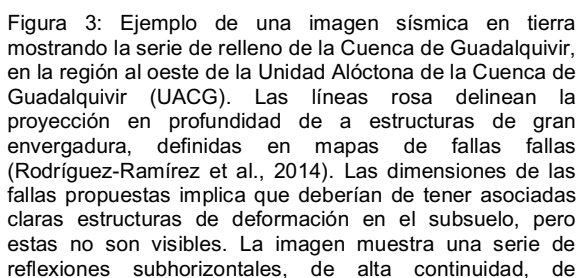


Figure 3: Example of a land seismic image showing the sedimentary sequences filling the Guadalquivir Basin west of the Guadalquivir Basin Allochthonous Unit (UACG). The vertical pink lines correspond to large mapped faults (Rodríguez-Ramírez et al., 2014). The seismic images do not show deformational structures that should occur related to large faults. The image shows a series of subhorizontal reflections, of high continuity of with sedimentary deposits with no tectonic disturbance.

La construcción del nuevo mapa de fallas se ha realizado en dos fases de trabajo. En la primera fase se realiza una verificación individualizada de cada una de las estructuras tectónicas descritas en publicaciones tanto del Golfo de Cádiz como de la cuenca del Guadalquivir, utilizando datos sísmicos y batimétricos (Figura 2). En una segunda fase se han integrado las fallas verificadas, determinando su edad de actividad, geometría, dimensiones laterales y cinemática a partir de la identificación de límites de unidades sedimentarias en la sísmica. Aunque la tasa de deslizamiento también sería deseable como parámetro que está relacionado con la peligrosidad, es el más difícil de estimar y posiblemente no se podrá definir en la inmensa mayoría de los casos.

Un ejemplo claro de estructura tectónica mayor en la región claramente identificado en las imágenes sísmicas es el cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona de la Cuenca de Guadalquivir (UACG). Este cabalgamiento forma el despegue estructural entre la estructura contractiva de la UACG indicando que los esfuerzos principales dando lugar a la estructura son horizontales y el material subyacente donde los esfuerzos principales en el momento de formación fueron verticales. La estructura tectónica imbricada aparece sellada por un paquete de sedimento sin deformar (Figure 4). Varios sondeos penetran los diferentes reflectores y permiten definir las edades de los paquetes post-tectónicos (Ledesma 2000, Sierro et al., 2000). El sedimento sin deformar más antiguo es de edad Tortoniense terminal por lo que se puede interpretar que el despegue no ha sido activo (i.e. desde hace más de 7 millones de años).

Finalmente, se ha podido comprobar que existe un sistema de fallas activas, que denotan una geometría semicircular y que se localizan frente a la Bahía de Cádiz. Estas estructuras son fallas de tipo normal, de dimensiones reducidas y probablemente asociadas a procesos de diapirismo (Fernández-Puga et al., 2007).

En la literatura científica de geología y geofísica, el término Golfo de Cádiz comprende una región mucho más amplia que el término geográfico, y el dominio geológico del Golfo de Cádiz se extiende desde las tierras emergidas del arco de Gibraltar y la

cuenca de Guadalquivir hasta las llanuras abisales de la Herradura y de Seine.

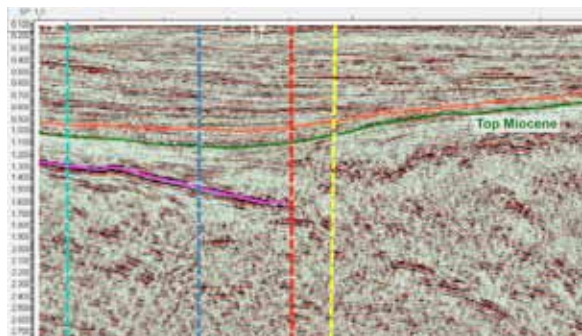


Figura 4: Imagen sísmica mostrando una de las fallas prominentes que se extiende debajo de la plataforma continental frente a la Cuenca de Guadalquivir y que corresponde a la Unidad Alóctona de la Cuenca de Guadalquivir (UACG). Esta falla es el cabalgamiento en la base de la UACG y formaba el despegue entre la estructura contractiva UACG y el material subyacente. Este cabalgamiento ha sido definido por diversos autores (Gràcia et al., 2003; Medialdea et al., 2009; Martínez-Loriente et al., 2013, representado en azul, rojo y amarillo respectivamente en la figura 2). Los sondeos de la zona han permitido definir las edades de varios reflectores e indican que esta falla no ha sido activa desde el Tortoniano superior, i.e. desde hace más de 7 millones de años. La falla propuesta por Ramos et al., (2017), con cinemática opuesta al cabalgamiento basal y marcada en color turquesa en la Figura 2, no se observa asociada a estructuras que indiquen deformación ni en el basamento ni en la cobertura sedimentaria y, en consecuencia, será desestimada en la versión actualizada del mapa tectónico de la región.

Figure 4: Seismic image showing one of the prominent faults that extends below the continental shelf off the Guadalquivir Basin that corresponds to the Guadalquivir Basin Allochthonous Unit (UACG). This is the thrust fault at the base of the UACG that produced the takeoff between the UACG contractive structure and the underlying material. This thrust has been mapped by several authors like Gràcia et al., 2003, Medialdea et al., 2009 and Martínez-Loriente et al., 2014, and is represented in blue, red and yellow respectively in figure 2. Well data in this area have allowed to define the ages of several reflectors and indicate that this fault has not been active since the Upper Tortonian, i.e. for more than 7 million years. The thrust fault proposed by Ramos et al., (2017), with opposite kinematics to the basal thrust and marked in turquoise in Figure 2, is not related with any deformation structure neither in the basement nor in the sedimentary filling and, consequently, it will be discarded in an update version of the tectonic map of the region.

En una primera fase piloto de este estudio se han cotejado las estructuras tectónicas propuestas por diversos autores en la zona de la cuenca de Guadalquivir y en las aguas someras de plataforma continental. En esta región (Figura 2) se ha comprobado que la gran mayoría de las fallas tectónicas descritas o bien no existen (Figura 3) o no han sido activas desde hace más de ~7 millones de años (Figura 4). Por lo tanto, es poco probable que procesos tectónicos las reactiven a lo largo de toda su dimensión en la actualidad.

En concreto, en la zona de la cuenca de Guadalquivir en tierra, no se ha detectado hasta ahora ninguna estructura tectónica activa de relevancia. En conformidad, las imágenes del subsuelo de nuestra base de datos indican que la actividad tectónica del Frente Bético de

cabalgamientos se interrumpió antes del final del Tortoniano (hace más de 7 millones de años).

En mar, las fallas activas que se han detectado se encuentran frente a la Bahía de Cádiz y se trata de fallas normales, de dimensiones reducidas, probablemente asociadas a procesos de diapirismo. Los datos disponibles parecen indicar que son fallas que se extienden por pocos kilómetros, tanto lateralmente como en profundidad, por lo que en nuestra interpretación descartamos que las fallas identificadas como activas puedan tener una gran peligrosidad sísmica asociada, a escala regional.

El estudio se está extendiendo a la zona de plataforma del Algarve portugués donde se observa la superposición espacial de estructuras tectónicas de distinto tipo y por tanto la cinemática de las diferentes estructuras no es congruente, a menos que hayan funcionado en periodos de tiempo muy diferenciados. El estudio se extenderá mas adelante a la región de las aguas profundas (3000-4500 metros de profundidad) en donde, por el contrario, existe una buena concordancia de las estructuras propuestas en la literatura, tanto en el tipo de falla, como en su extensión lateral, su localización y el periodo de actividad (Figura 1).

Referencias bibliográficas

- Fernández-Puga, M.C., et al. Gas-related morphologies and diapirism in the gulf of Cádiz, *Geo-Mar Lett.* 27, 213-221. (2007).
- Gràcia, E.; et al. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22, 7.1-7.19, 1033. (2003).
- Hensen, Ch., et al. Strike-slip faults mediate the rise of crustal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea. *Geology*, 43(4), 339-342 (2015).
- Ledesma, S. Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cádiz, 464pp, *Tesis doctoral*, Universidad de Salamanca. (2000).
- Martínez-Loriente, S.; et al. Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighbouring abyssal plains (SW Iberian Margin), *G3*, 2206-2231. (2013).
- Martínez-Loriente, S., et al. Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin, *J. Geophys. Res.*, 119. (2014).
- Medialdea, T.; et al. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geol.*, 261, 48-63. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.007>. (2009).
- Ramos, A., et al. Neogene to recent contraction and basin inversion along the Nubia-Iberia boundary in SW Iberia, *Tectonics*, 257-286. (2017).
- Rodríguez-Ramírez, A., et al. The role of neo-tectonics in the sedimentary infilling and geomorphological evolution of the Guadalquivir estuary (Gulf of Cadiz, SW Spain) during the Holocene. *Geomorphology*, 126-140. (2014).
- Sierro, J. F., et al. Sonic and gamma-ray astrochronology: Cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations, *Geology*, No8, 695-698. (2000).
- Terrinha, P., et al. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.012>. (2009).
- Zitellini, N.; et al. The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Science Lett.*, 280, 13-50. (2009).



HAZARD IN THE GULF OF CADIZ: REVIEW OF THE LARGE SEISMOGENIC STRUCTURES

Peligrosidad en el Golfo de Cádiz: Revisión de las principales estructuras sísmogénicas.

C.S.Serra (1), E. Gràcia (1), R. Bartolome (1), S. Martínez-Loriente (2), H. Perea (3), C.Lo Iacono (4), V.Sallarès (1), R.Urgeles (1)

(1) Institut de Ciències del Mar, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona csserra@icm.csic.es

(2) Irish Centre for Research in Applied Geosciences (ICRAG), UCD School of Earth Sciences, Ireland

(3) Scripps Institution of Oceanography - University of California San Diego, La Jolla CA92093, United States

(4) National Oceanography Center, Southampton SO14 3ZH, United Kingdom

Abstract: The Gulf of Cadiz is located at the SW Iberian Margin and hosts the African-Eurasian plate boundary. This is one of the most seismogenic areas in Western Europe, where historical and instrumental earthquakes occurred, ranging from M_w 6 to 8.5, and some of them triggered destructive tsunamis. The ICM-CSIC team keeps investigating the Gulf of Cadiz area since more than 15 years, carrying out multiscale bathymetric, high-resolution to deep seismic and sampling surveys. The active structures in the Gulf of Cadiz can be classified in two main families: The WNW-ESE dextral strike-slip faults and the NE-SW thrusts faults. The orientation of these faults is compatible with the current plate convergence in the region. The largest active strike-slip faults are: - the Lineament South and the Lineament North that may generate earthquakes up to $M_w \geq 8$; while the active NE-SW thrust faults, the Marqués de Pombal, the Horseshoe and the Coral Patch Ridge faults can individually generate earthquakes up to $M_w 7.8$.

Key words: Gulf of Cadiz, strike-slip faults, reverse faults, earthquakes tsunamis

Introduction

The Gulf of Cadiz is located in the southwestern margin of Iberia, along the NW-SW convergence between African – Eurasian plate boundary (3.8-5.6 mm/yr) (Nocquet and Calais, 2004). According to Zitellini et al., (2009) the current plate boundary is hosted along the transcurrent LS (Lineament South)

(Figure 1) fault. The SW Iberian margin is a region of moderate seismic activity ($M_w \sim 5.5$) characterized by shallow to deep (up to 60 km depth) earthquakes. Nevertheless, the Gulf of Cadiz is also the source of the largest and most destructive earthquakes that affected Western Europe and was accompanied by devastating tsunamis.

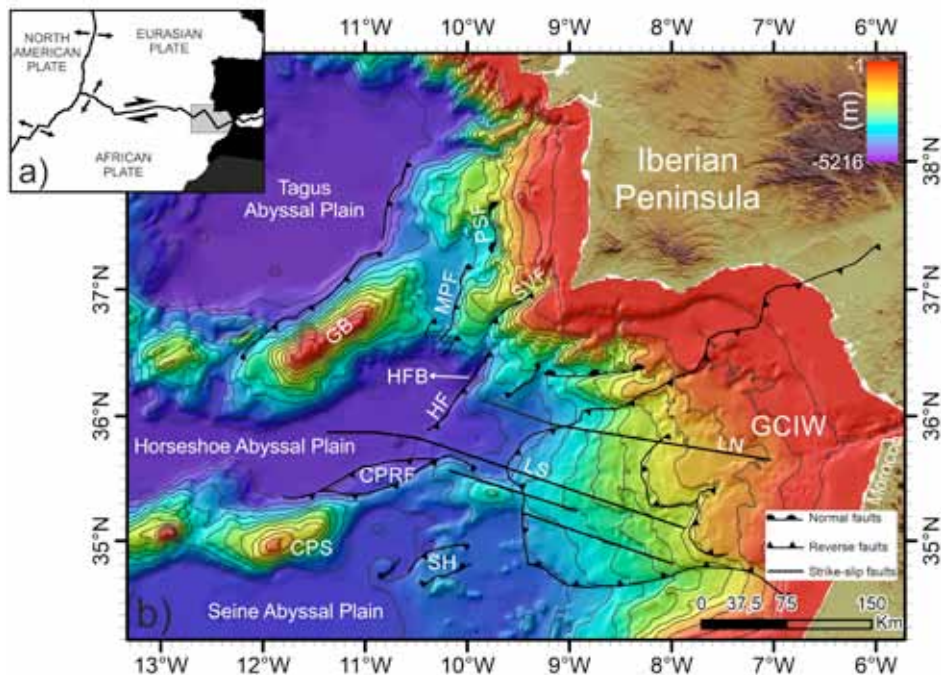


Figure 1: A) Plate tectonic setting of the SW Iberian margin at the boundary between the Eurasian and African Plates. The grey rectangle corresponds to the area depicted in b) B) Regional bathymetric map of the SW Iberian margin with the main tectonic structures (Gràcia et al., 2010) located. CPRSF: Coral Patch Ridge Faults; CPS: Coral Patch Seamount; GCIW: Gulf of Cadiz Imbricated Wedge; GB: Gorringe Bank; HF: Horseshoe Fault; HFB: Horseshoe fault basin; LN: Lineament North; LS: Lineament South; MPF: Marqués de Pombal Fault; PSF: Pereira de Sousa Fault; SVF: São Vicente Fault; SH: Seine Hills Faults.

The study of Gràcia et al., 2010 on the basis of the turbidite paleoseismology found that the regional recurrence interval for the Great earthquakes ($M_w \geq 8$) is about 1800 yr.

In this work we aim to review and compile the main active structures in the Gulf of Cadiz that have been recognized, during the successive geological and geophysical surveys carried out in the area by the ICM-CSIC team since the mid-90s (Figure 2). This information will be completed during the forthcoming geological and geophysical marine survey on May of 2018 and May of 2019, in the frame of the INSIGHT project.

Fault investigations focus on the active structures located at the external part of the Gulf of Cadiz, which corresponds to two main families : (1) large WNW-ESE trending dextral strike-slip faults, such as the Lineaments North (LN) and South (LS) (e.g. Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009; Bartolome et al., 2012; Martínez-Loriente et al., 2013) and (2) NE-SW trending thrusts, such as the Marquês de Pombal (MPF), São Vicente (SVF), Horseshoe (HF), North and South Coral Patch (NCPF and SCPF) and Gorringe Bank (GBF) faults (e.g. Gràcia et al., 2003a; Terrinha et al., 2003; Zitellini et al., 2004; Martínez-Loriente et al., 2014, 2018) (Figure 1).

The strike-slip faults

The dextral strike-slip faults have a WNW-ESE trend and connect the Gorringe Bank in the North with the Moroccan shelf (Zitellini et al., 2009). Martínez-Loriente et al. (2014) proposed the LS and LN as a boundary between different geological domains of the basement at the Africa-Eurasia plate boundary, and Zitellini et al., (2009) proposed the LS as the current plate boundary, between Nubia and Eurasia. The topographic expression of the lineaments is a set of continuous crest and troughs with a width of hundreds of meters over the seafloor (Figure 3).

The LS (Figure 3) extends from the Horseshoe Abyssal Plain to the Gulf of Cadiz Imbricated Wedge along 150 km. The deformation associated to LS spans 2-3 km at the seafloor across strike, cutting the seismostratigraphic sequences including the Quaternary unit up to the seafloor (Terrinha et al., 2009). Ultra-high resolution (UHR) parametric profiles along the LS, (figure 3) display positive and negative flower-like structures (Bartolome et al., 2012).

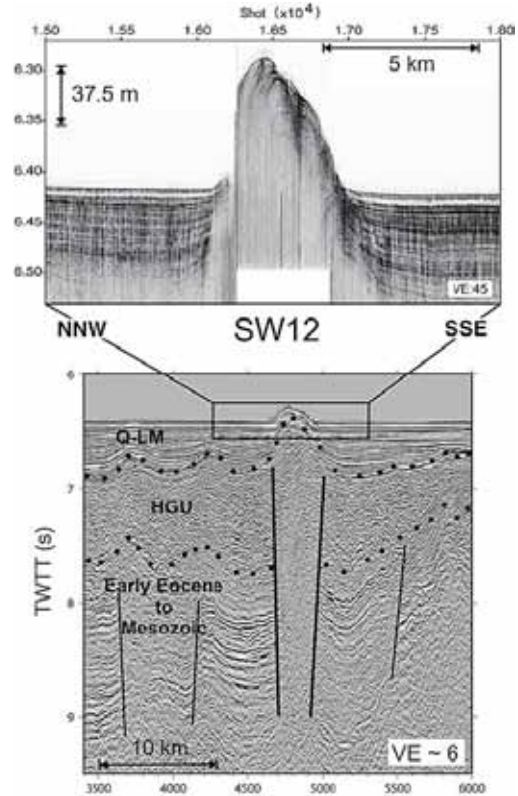


Figure 3: Interpretation of the multichannel seismic reflection profile of the line SW12 across the Lineament South. CMP: common mid-point; HGU: Horseshoe Gravitational Unit; Q-LM: Late Miocene-Quaternary; TWTT: two-way traveltime. Modified from Bartolome et al., (2012).

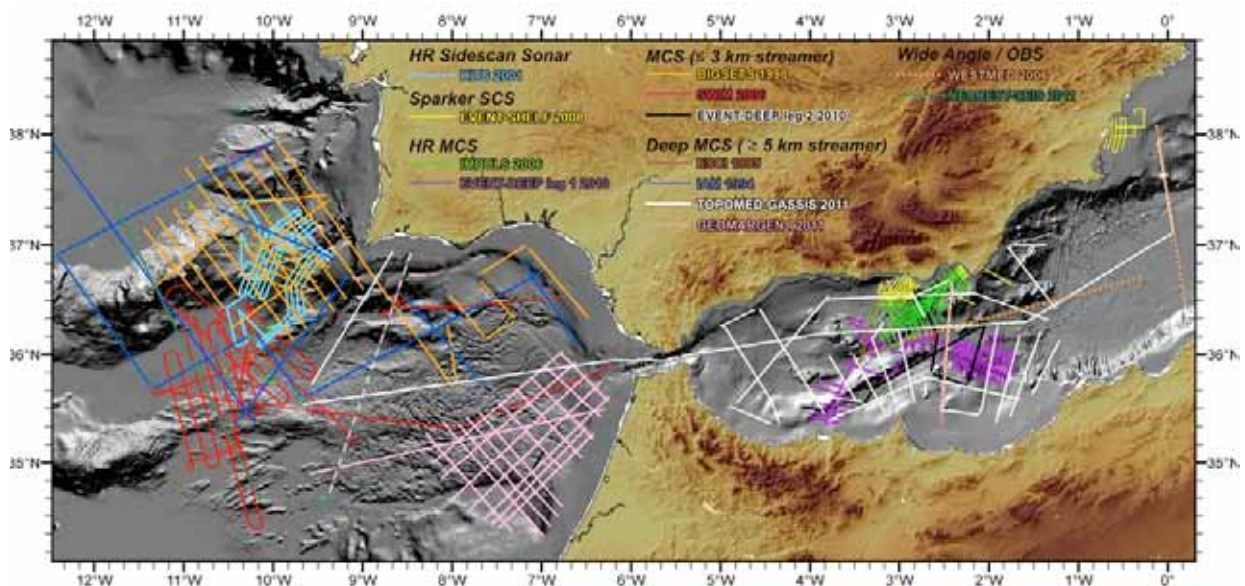


Figure 2: Compilation of geological and geophysical surveys carried out by the ICM-CSIC team.

The LN (Figure 1) is also evident in the northern part of Gulf of Cadiz imbricated wedge. It is 130 km long and deformation is distributed within a 4,8 km wide zone (Bartolome et al., 2012). In some UHR parametric profiles a positive flower-like structure, can be observed. According to Bartolome et al., (2012) moderate magnitude earthquakes ($M_w = 3-5$) have occurred associated with the lineaments at shallow to intermediate depths (8-55 km). The same authors evaluate the seismic potential of LS and LN and estimate potential maximum magnitudes of $M_w = 8.3$ for the LS and $M_w = 8.1$ for the LN.

Thrusts Faults

The active thrusts of the Gulf of Cadiz are mainly NE-SW oriented (Figure 1). The thrusts are active since the onset of convergence between SW-Iberia and Africa in the Neogene (Gràcia et al., 2003b). The main thrusts in the Gulf of Cadiz are:

a) The Marquês de Pombal fault (MPF) is a 55 km long west-verging monocline thrusts (Terrinha et al., 2003). The hanging-wall of the MPF shows an irregular upper surface due to the abundant slumps and landslides (Vizcaino et al., 2006) that may reach more than 20 km of runout (Gràcia et al., 2003a). The morphological expression of the thrust is related to the tectonic evolution of the fault since the Middle Miocene. The faulting and some folds affect the whole sedimentary sequence, including the Quaternary, which indicates present-day tectonic activity. The MPF has been proposed as source structure of the 1755 Lisbon earthquake (Zitellini et al., 2001).

b) The Horseshoe fault (HF) is an NE-SW trending, 110 km-long anticline thrust (Figures 1, 4). It runs from the Coral Patch Ridge to the mouth of the São Vicente Canyon. It is an east-dipping thrust (Gràcia et al., 2003a) that reaches the seafloor with associated present-day seismicity (Silva et al., 2017). This thrust affects all the sedimentary sequence and roots in the Jurassic basement (Figure 4). The hanging-wall block of the north segment of the HF corresponds to the SE flank of the São Vicente Canyon, while the footwall block forms the Horseshoe fault basin in the Horseshoe Abyssal Plain.

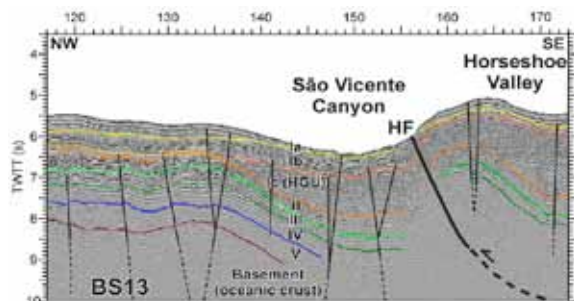


Figure 4: Interpreted section of the time migrated profile BS13 across the south termination of The São Vicente canyon, which is faulted by the Horseshoe Fault (HF). Ia: Plio-Quaternary; Ib: Middle Miocene-Pliocene; Id: Upper Oligocene-Middle Miocene; HGU: Horseshoe Gravitational Unit; II: Upper Cretaceous-Early Eocene; III: Cretaceous; IV: Lower Cretaceous; V: Upper Jurassic; TWTT: two-way traveltime. Modified from Martínez-Loriente et al., 2018.

c) The CPR is a 160 km long ridge with a rhomboidal shape that separates the HAP from the Seine Abyssal Plain (SAP). The North Coral-Patch Ridge (NCPF) and the South Coral-Patch Ridge (SCPF) faults. The NCPF (Figure 1) is 65 km long and the SCPF is 83 km-long. The seismic profiles analyzed by Martínez-Loriente et al., (2013) show that these structures cut, fold and show growth-strata configuration in the most recent sedimentary units of Holocene age, indicating that they are active and may be able to generated earthquakes up to magnitude $M_w 7$ (Martínez-Loriente et al., 2013).

d) The Gorrige Bank ridge (GB) is a compressive structure raised by a large-scale thrust of the northwestern segment of the HAP that overthrusts the TAP (Sallarès et al., 2013). Nowadays, the GB is a source of low-magnitude seismicity and Plio-quaternary sediments show a slight deformation associated to the main thrust. The micro-seismicity of GB is located at depths between 20 and 40 km (Silva et al., 2017).

Conclusions

The ICM-CSIC team keeps investigating the Gulf of Cadiz area for more than 15 years. These surveys allowed to recognize the main tectonic structures in the region. The main active structures in the Gulf of Cadiz are two families: the NE-SW trending thrusts and the WNW-ESE strike-slip faults. The orientation of these faults is compatible with the current plate convergence in the region. The thrusts consist of NE-SW trending reverse faults with NW or SE-vergence that vary in length from 55 to 110 km. The main thrusts can generate moderated ($M_w > 6$) to large ($M_w > 8$) earthquakes. The LS and LN strike-slip faults are respectively 150 km-long and the 130- km long, which have generated instrumental earthquakes of moderated magnitude and can generated large earthquakes up to $M_w = 8$. These structures may pose significant seismic and tsunami hazard for the Portuguese, Spanish and North African coasts.

References

- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., Mancilla, F., et al. (2012). Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the southwest Iberian margin. *Geology*, 40(6), 495-498.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., & Team, P. (2003a). Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31(1), 83-86.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., & Bartolome, R. (2003b). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 22, 1033.
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallàs, R., et al. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1156-1172.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, V., Connors, C., Perea, H., et al. (2013). Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(7), 2206-2231.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolome, R., Dañobeitia, J., & Zitellini, N. (2014). Seismic and gravity constraints on the nature. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 127-149.

- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Perea, H., Klaeschen, D., Dañobeitia, J., y otros. (2018). Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin. *Basin Research*, 30, 1-19.
- Nocquet, J.-M., & Calais, E. (2004). Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681.
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, C., Ranero, C., Gutscher, M., et al. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 120-131.
- Silva, S., Terrinha, P., Matias, L., Duarte, J., Roque, C., Ranero, C., y otros. (2017). Micro-seismicity in the Gulf of Cadiz: Is there a link between micro-seismicity, high magnitude earthquakes and active faults? *Tectonophysics*, 717, 226-241.
- Terrinha, P., Pinheiro, L., Henriot, J., Matias, L., Ivanov, M., Monteiro, J., y otros. (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 326, 1-19.
- Terrinha, P., Matia, L., Vicente, J., Duarte, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., et al. (2009). Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267, 165-174.
- Vizcaino, A., Gràcia, E., Pallàs, R., Garcia-Orellana, J., Escutia, C., Casas, D., et al. (2006). Sedimentology, physical properties and age of mass transports deposits associated with the Marquês de Pombal Fault, Southwest Portuguese Margin. *Norwegian Journal of Geology*, 86, 177-186.
- Zitellini, N., Mendes, L., Cordoba, D., Dañobeitia, R., Nicolich, R., Pellis, G., et al. (2001). Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *Eos*, 82(26), 285-296.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., & Team., B. (2004). Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 565-587.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M., DeAlteriis, G., et al. (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 13-50.